

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Николаенко Владислав Максимович

Субаэральные покровные отложения севера Западной Сибири

Магистерская диссертация

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:
к.г.-м.н., доц. Д.В. Назаров

«__» _____ 2016 г.

Заведующий кафедрой:
д.г.-м.н., к.х.н., проф. В.Ю. Кузнецов

«__» _____ 2016 г.

Санкт-Петербург
2016

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Геолого-географическая характеристика территории.....	6
Глава 2. Структурно-текстурные признаки субэзральных отложений	10
2.1. Ледяные клинья, ледяные жилы и морозобойные трещины.	10
2.2. Псевдоморфозы по ледяным жилам.	14
2.3. Палеопочвы.	16
2.4. Основные типы эоловых образований.	18
2.4.1. Песчаные дюны.....	18
2.4.2. Покровные пески холодного климата	22
2.4.3. Ветровая рябь и мегарябь.....	24
2.5. Особенности формы и поверхности зерен эоловой обработки.....	30
Глава 3. Состав и строение отложений покровного комплекса в разрезах арктической части Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности	32
3.1. Обнажение «Меркуто»	33
3.2. Обнажение «Хакалар».....	37
3.3. Обнажение «Кюрдегелях»	41
3.4. Обнажение «Монгоктокон»	45
3.5. Морфоскопический анализ песчаных кварцевых зерен.....	48
3.5.1. Методика исследования.....	48
3.5.2. Результаты исследования.	49
Глава 4. Палеонтологическая характеристика субэзрального комплекса	57
4.1. Палеоботанические данные.	57
4.2. Палеофаунистические данные.....	60
Глава 5. Палеогеографическая обстановка в период накопления субэзральных отложений	68
5.1 Границы и хронология последнего покровного оледенения в арктической Сибири..	68
5.2. Ландшафтно-климатические особенности западносибирской Арктики в период распространения последнего материкового оледенения.	70
Заключение	74
Список использованной литературы	75

Введение

Актуальность темы. Приповерхностные отложения субаэрального происхождения широко распространены на значительных территориях севера Западной Сибири и арктическом регионе запада Восточной Сибири, формируя так называемый покровный комплекс, отложенный во время последнего ледникового максимума в позднем плейстоцене.

Генетическая интерпретация лессовидного комплекса в западносибирской Арктике до недавнего времени являлась предметом активных дискуссий, однако и сейчас не все исследователи убеждены в его эоловом происхождении, что приводит к разнообразию палеогеографических реконструкций. В соответствии крайними представлениями в рамках альтернативной теории формирования покровного чехла лессовидных алевроитов, он является местной криогенной корой выветривания (Конищев, 1981). Также популярна идея, объясняющая отложение покровного чехла деятельностью местных водотоков и отложением в озерах, особенно ярко представленная в работах отечественных геокриологов (Попов, 1967), а также некоторых геологов (Лаврушин, 1963). В современных работах в рамках альтернативной концепции комплекс лессовидных алевроитов рассматривается как отложенный потоками талых вод, транспортирующих алевроитистый материал из тающих снежников вниз по склону (Schirrmeister et al., 2008, 2011).

Изучение приповерхностного лессовидного комплекса имеет большое значение для четвертичной геологии, поскольку он был сформирован в период материкового оледенения – характерного этапа в последнем геологическом отрезке истории Земли, в непосредственной близости к окраине покровного ледника. Изменения климата были причиной коренного преобразования природных условий и в значительной степени влияли на экзогенное рельефообразование.

Помимо теоретического значения, изучение строения и формирования приповерхностного субаэрального комплекса отложений имеет значительный практический интерес. В настоящее время идет активное освоение арктической части Западной Сибири, которое невозможно без создания сопутствующей инфраструктуры. Отложения покровного комплекса занимают значительные площади и служат основанием для возведения инженерных сооружений, в связи с чем требуются надежные данные о геологическом строении осадочного чехла.

На территории, занятой приповерхностными субаэральными отложениями времени последнего ледникового максимума широко распространены льдистые ледниковые отложения, ледяные клинья и жилы, наличие которых следует учитывать при ведении в этих районах хозяйственной деятельности.

Цель и задачи исследования. Целью работы является генетическая интерпретация отложений приповерхностного комплекса лессовидных отложений западносибирской Арктики. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

- Освещение проблемы происхождения покровного комплекса в Западной Сибири
- Рассмотрение структурно-текстурных особенностей, присущих субаэральным отложениям
- Проведение сравнительного анализа и генетическая интерпретация отложений комплекса на примере конкретных разрезов Западно-Сибирской Арктики
- Проведение морфоскопического анализа кварцевых зерен из изучаемого комплекса, а также их сравнительный анализ с зёрнами из отложений иного генезиса
- Проведение палеонтологической характеристики лессовидного комплекса
- Реконструкция условий осадконакопления второй половины позднего неоплейстоцена арктической части Западной Сибири

Объектом исследования является арктическая часть Западно-Сибирской равнины и непосредственно граничащая с ней Северо-Сибирская низменность. Предметом изучения является лессовидный покровный комплекс алевроитов, широко распространенный на изучаемой территории.

Фактическая основа работы. Фактический материал работы был получен при изучении выходов четвертичных образований на дневную поверхность в ходе полевых работ по государственному геологическому картированию масштаба 1:1 000 000 Ямальской партией ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2014 году и Северо-Сибирской партией ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2015 году в рамках последних из которых автор данной работы принимал непосредственное участие. В связи с ограниченным числом образцов, доступных для анализа, в работе анализируются в том числе разрезы, расположенные в пределах Восточной Сибири.

Автор выражает благодарность научному руководителю Дмитрию Владимировичу Назарову за помощь и ценные советы по теме работы, а также предоставленный фактический и литературный материал. Автор также признателен Валерию Ивановичу Астахову за помощь в проверке и рецензировании работы. Непосредственное участие членов Северо-Сибирской и Ямальской партий ФГУП «ВСЕГЕИ» в полевых работах и последующей камеральной обработке позволило получить материал высокого качества, за что автор выражает им признательность. Особую благодарность автор выражает Черноногу Филиппу, выполнившему значительную часть графической работы по изучаемым разрезам, ценные советы и рекомендации которого помогли значительно повысить качество работы, а также Воронович Евгении и Рудакову Всеволоду, благодаря содействию которых была успешно проведена лабораторная часть исследования.

Глава 1. Геолого-географическая характеристика территории

Изучаемая территория находится в пределах Западно-Сибирской равнины, преимущественно к северу от полярного круга, в области распространения многолетней мерзлоты. Она располагается в природных зонах лесотундры и тундры, с температурами января от -21°C в южной части до -28°C в северной части территории, с температурами июля от $+18^{\circ}\text{C}$ до $+4^{\circ}\text{C}$ соответственно. Годовое количество осадков варьируется от 600 до 400 мм (Мячкова, 1983).

Особенности рельефа. Хотя Западная Сибирь и объединяется географическим термином «равнина», в строении ее поверхности имеется значительная дифференциация при общем наклоне к Северному Ледовитому океану (Архипов и др, 1970). Ее окраинные участки приподняты по отношению к центральной части: на юге она ограничена предгорьями Саяно-Алтайской горной страны, на западе – системой Уральских гор, на востоке – окраинами Среднесибирского плоскогорья и Приенисейской возвышенностью

Внутренняя часть равнины отличается неоднородностью.

Гряда Сибирских Увалов, пролегающих вдоль параллели 62° с.ш., разделяет равнину на южную и северную части, имеющие значительные отличия в строении чехла рыхлых отложений и в орографических признаках. Геоморфологическая выраженность Сибирских Увалов неравномерна: в средней части они достигают высот 80-90 м над уровнем моря, повышаясь к западу и востоку до 120-150 м над уровнем моря. К югу от гряды располагается наиболее низменная часть Западно-Сибирской равнины.

Центральная часть западносибирской Арктики представляет собой аккумулятивную полого волнистую равнину, местами сильно расчлененную эрозионными долинами, а также изобилующую озерами и болотами. Наибольшие высоты отмечены на Гыданском п-ове (150–200 м абс. выс.). Здесь четко выделяется пересекающая весь полуостров Гыданская гряда. На остальных частях полуострова, а также на Ямальском и Тазовском полуостровах высотные отметки составляют в среднем 40–60 м абс. выс.

Для арктических районов Западной Сибири характерно большое количество озер, хотя распространены они крайне неравномерно. Изобилуют озерами острова Карского моря, центральная и южная части Ямала. При этом озера встречаются довольно редко или вовсе отсутствуют по большей части правобережья Обской губы, на левобережье Енисейского залива.

В пределах Северо-Сибирской низменности, гипсометрические отметки поверхности колеблются от 30 до 150 м, а глубина расчленения достигает 100 м. В структурном отношении низменность приурочена к Анабаро-Хатангскому прогибу. На протяжении неотектонического этапа здесь неоднократно изменялись условия осадконакопления, в результате чего были сформированы Хатангская и Уджа-Анабарская аккумулятивные ступенчатые равнины. Северо-Сибирская низменность относится к Средней Сибири, но в геологическом строении аналогична северу Западной Сибири.

Геологическое строение. В позднем палеозое в результате герцинского этапа орогенеза на месте Западной Сибири формировалась горная страна. До середины юрского периода территория находилась в континентальном режиме развития, сопровождавшимся процессами выравнивания и формированием озерно-аллювиальных систем (Вдовин, 1970). С середины мелового периода до середины кайнозойской эры имел место этап активного тектонического погружения и преобладания морских условий, во время господства которых формировался мощный осадочный чехол. Максимальная мощность мезо- и кайнозойского осадочного чехла установлена в Усть-Енисейской впадине и превышает 6 км. Неоген, начавшийся около 24 млн. лет назад, характеризовался преобладанием озерно-аллювиальных условий. В течение неогена и четвертичного периода сохранилась тенденция к прогибанию и аккумуляции (Николаев, 1970).

В раннем плейстоцене, на рубеже 1 млн. лет назад, Сибирские Увалы уже имели отчетливую геоморфологическую выраженность в виде невысоких всхолмленных возвышенностей. К северу от них простиралась приподнятая денудационная равнина, а к югу располагались озерные и озерно-аллювиальные низменности, испытывавшие тенденцию к нисходящим тектоническим движениям (Архипов, 1970).

В течение плейстоцена территория формировалась под влиянием морских трансгрессий и мощных оледенений, частично совпадающих во времени. Совпадение наложило отпечаток на рельеф, особенно в северной части низменности, которая была занята холодным морским бассейном. Отложениями этого бассейна сложена значительная часть междуречий к северу от субширотного отрезка р. Оби, отличающихся выровненным рельефом. В плейстоценовое время в краевых частях низменности спускавшиеся с Урала и Путорана ледники оставили всхолмленный рельеф, свойственный областям ледниковой аккумуляции. Следы покровных плейстоценовых оледенений с центром на Карском шельфе повсеместно распространены в арктической части Западной Сибири. На территории установлена цикличная смена континентальных условий (преимущественно ледниковых и перигляциальных) и морских трансгрессий.

В Усть-Енисейском районе широко распространены валуны и отторженцы верхнемеловых пород. Залегающие непосредственно под четвертичными осадками верхнемеловые отложения повсеместно подверглись активному гляциодинамическому воздействию - складчатости и различным дизъюнктивным нарушениям. Почти все выходы верхнего мела находятся в аллохтонном залегании (Бейзель, 1990).

Позднеплейстоценовые морские отложения, представленные преимущественно песчаными отложениями, сочетающиеся с озерно-аллювиальными песками и супесями, составляют основную толщу центральных областей Западной Сибири. Отмечающийся в них гравийный материал связан либо с флювиогляциальными потоками, либо с айсберговым разномом. Отсутствие здесь ледниковых покровов в сартанское время сейчас уже доказано (Svendsen et. al., 2004). Основная же часть севера равнины представляла собой область развития маломощных лессово-песчаных покровов, возникавших на месте и плащеобразно облекающих все элементы рельефа, что также свидетельствует об отсутствии здесь ледникового щита в течение пленигляциала.

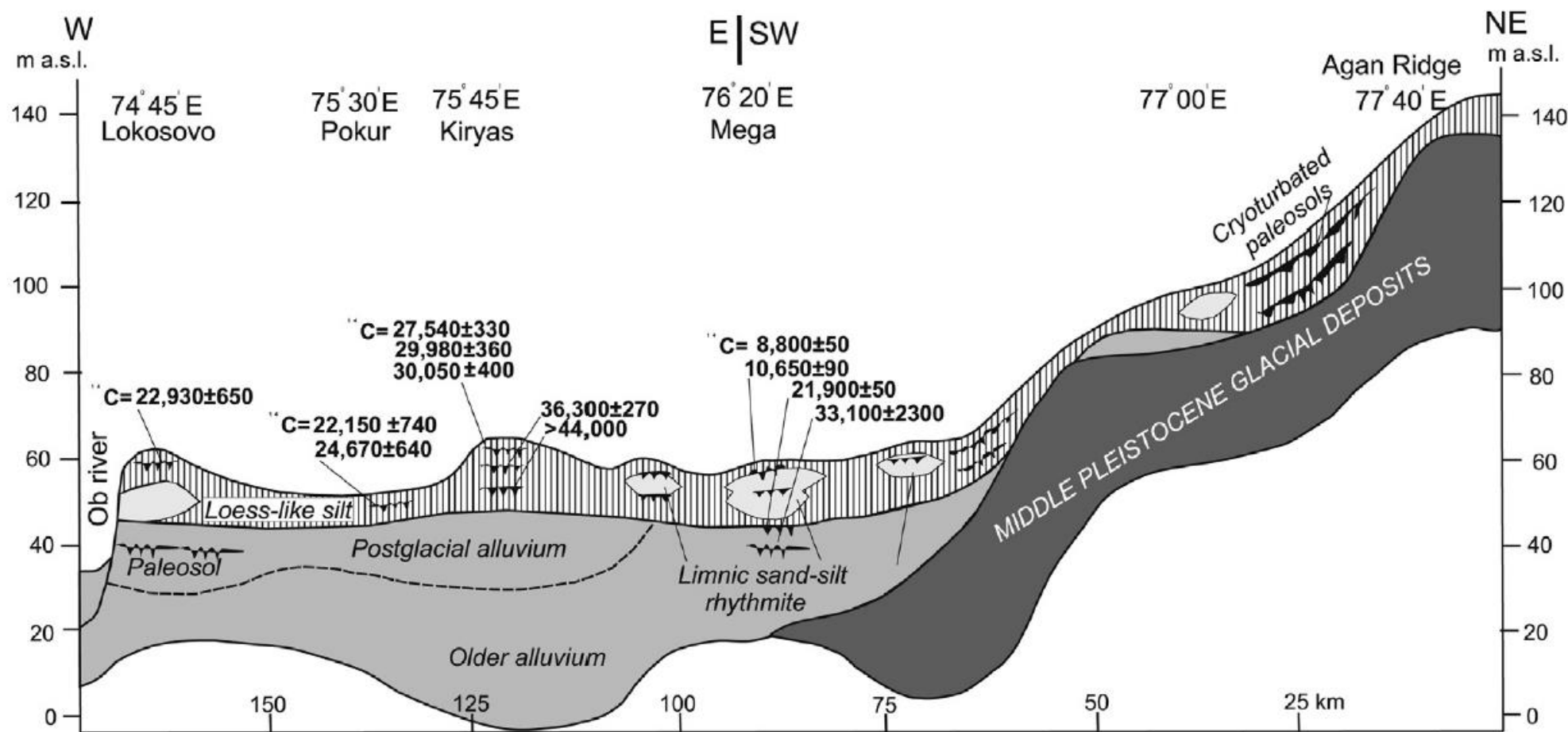


Рис. 1.1. Субэральная формация центральной части Западной Сибири. Разрез поперек р. Обь по линии Локосово-Кирьяс-Мега-Хребет Аган. Верхнеплейстоценовый песчаный аллювий в долине р. Оби покрыт субэральным покровом лессовидных алевроитов с палеопочвами и линзами озерных ритмитов. Локальные возвышенности над линзами лимния сформированы вследствие инверсии рельефа при деградации вечной мерзлоты. Субэральная формация прослеживается на всех элементах рельефа от влювиальных террас до моренных толщ (Astakhov, 2014).

Глава 2. Структурно-текстурные особенности субаэральных отложений

Отложения субаэрального комплекса зачатую крайне сложно отличить от отложений текучих вод (Селли, 1989, стр. 83), однако имеется целый ряд структурно-текстурных особенностей, с помощью которых можно провести такое различие. Некоторые из данных признаков в случае изолированного использования не дают однозначных решений. Окончательный вывод об эоловом генезисе рассматриваемых осадочных пород требует критической оценки всех доступных данных, при отсутствии позитивных признаков субаэрального осадконакопления. В текущей главе будут рассмотрены структуры, особенности состава и характерные текстуры, встречающиеся рассматриваемой толще в арктической части Западной Сибири.

2.1. Ледяные клинья, ледяные жилы и морозобойные трещины.

Когда замерзший грунт охлаждается, происходит его сжатие, сила которого зависит от падения температуры и коэффициента теплового расширения. Если результирующее напряжение растяжения не устраняется посредством крипа, в почве образуется *морозобойная трещина*. Растрескивание посредством термического сжатия происходит в зимний период, когда уже замерзший грунт охлаждается еще сильнее в течение короткого времени (Lachenbruch, 1962, 1966). Помимо резкого понижения температуры, на растрескивание грунта влияют многие локальные факторы: снежный покров, растительность, деформации замерзшего грунта, гранулометрические характеристики (Maskau, 1993), так как они влияют на величину коэффициентов теплового расширения и скорость изменения температуры грунта (Yershov, 1998; Maskau and Burn, 2002).

В поперечном профиле трещины термического сжатия в древних ледяных клиньях часто имеют V-образную форму, простираются на глубину примерно 2-4 метра и у поверхности имеют ширину до 20 мм. Встречаются также исключительно широкие трещины (до 20 см), вероятно образованные из-за высоких значений коэффициентов теплового расширения. Морозобойные трещины в основном простираются вертикально в связи с тем, что горизонтальное давление растяжения уменьшается с глубиной (Maskau, 1974). Растрескивание грунта в основном приурочено к одним и тем же местам в связи с формированием в местах образования предыдущих трещин слабых зон. Частота морозобойного растрескивания поверхности существенно варьируется и зависит от конкретного места и длительности процесса (Maskau, 1992).

Трещины термического сжатия могут заполняться снегом, льдом, минеральным или органическим материалом в зависимости от условий поверхности. Зимой в трещины может попадать снег; весной вода, образовавшаяся в результате таяния снега или подземного льда, может затекать в трещины и замерзать повторно; также на стенках трещин может появляться иней, если температура воздуха становится выше, чем температура земли. В полярных пустынях в открытые трещины часто задувает песок, а в тундровой зоне туда попадает органический материал. Иногда трещины сужаются перед заполнением или закрываются без заполнения из-за закупоривания их льдом или отложениями, а также в результате термического расширения грунта в летний период (Maskau, 1975). Таким образом, заполняющие материалы и их объёмы могут изменяться на коротких расстояниях от года к году и даже в течение одного года.



Рис. 2.1.1. (А) Соседствующие эпигенетическая ледяная и песчаная жила. (Б) Сингенетическая песчаная жила в эоловых покровных песках (фото J.B. Murton).



В результате заполнения трещин термического сжатия формируются структуры различных размеров и форм. *Ледяные клинья* относятся к группе жильных и клиновидных структур, характеризующих перигляциальные среды, и являются наиболее типичными формами подземного жильного льда. Они формируются путем заполнения морозобойных трещин льдом, органическим или обломочным материалом. В случае, если впоследствии лед в трещине тает, образовавшиеся пустоты могут заполняться почвой, формируя *псевдоморфозу*. Важно различать заполнение новой трещины (первичное заполнение) и заполнение пустоты, образовавшейся в результате таяния ранее появившегося льда (вторичное заполнение; Murton, 2007).

Ледяные жилы (рис. 2.1.1.) образуются при замерзании свободной воды, заполняющей трещины термического сжатия в многолетнемёрзлой толще. Как правило,

жилы сужаются книзу ввиду их тенденции растрескиваться ближе к центру, сужения трещин по мере увеличения глубины, а также в связи с ограничением растрескивания, вызванного присутствием жильного льда и соответствующей формы изначальных трещин (Maskay, 1974; рис. 2.1.1.).

Интенсивно растущие жильные льды чаще всего встречаются в зоне сплошного распространения вечной мерзлоты (Romanovskij, 1985). Менее интенсивно растущие образования также встречаются к зоне островного распространения вечной мерзлоты, оставаясь неактивными большую часть времени и растрескиваясь в течение особенно холодных и бесснежных зим. Ледяные жилы более широко распространены и достигают больших размеров в тонкодисперсных отложениях с высоким содержанием льда, нежели в песчано-гравийных отложениях с низкой льдистостью ввиду более высоких коэффициентов термического расширения алевритистых глин и торфов (Black, 1974).

Можно выделить три типа жильных структур в соответствии с устойчивостью условий земной поверхности (Maskay, 1990, 1995; рис. 2.1.2.). На стабильной поверхности жильные льды растут в ширину (эпигенетические); на поверхностях, повышающихся вследствие осадконакопления или отложения торфа, жилы растут вверх (сингенетические); в зонах преобладания процессов денудации они растут вниз (антисингенетические).

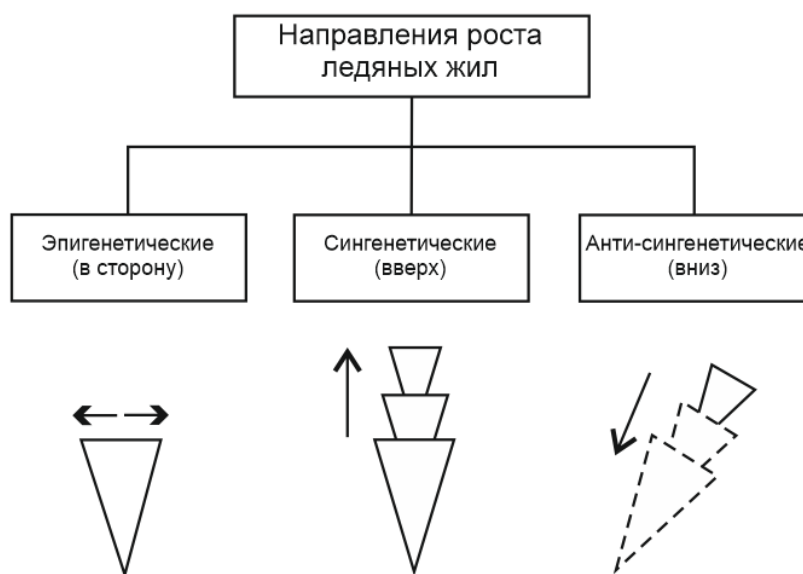


Рисунок 2.1.2. Классификация жильных льдов по направлению роста (по материалам Maskay, 2000).

Эпигенетические жильные льды образуются в зоне уже сформировавшейся вечной мерзлоты и таким образом являются более молодыми образованиями, чем вмещающая их

порода. Жилы растут в основном в ширину и лишь отчасти – выше или глубже, создавая таким образом устремлённое вниз ледяное тело. Согласно Black (1974), жильные структуры не могут расширяться далее, чем до состояния, в котором угол их наклона составляет 45° , так как сжимающие напряжения приводят к деформациям и сдвигам. Возраст льда в эпигенетических структурах не сильно изменяется от низа к верху. В тундровой зоне такие льды достигают, как правило, 0,5-2 м. в ширину и 3-5 м. в глубину. В полярных пустынях данные структуры слабо изучены в вертикальном разрезе, но предполагается, что они могут быть меньше в связи с засушливыми условиями и низкими темпами роста.

Сингенетические жильные льды растут вверх с повышением уровня вечной мерзлоты из-за накопления отложений или торфов на поверхности. Таким образом, новая ледяная жила по возрасту соотносится с возрастом отложенного материала. В таких формированиях возраст льда в жилах уменьшается от низа к верху. Сингенетические клинья часто имеют форму вертикально вложенных друг в друга конусов, на форму которых влияют темпы роста как по горизонтали, так и по вертикали.

Высокие и широкие сингенетические жилы формируются в местах, в которых процесс образования осадков происходит на протяжении долгого времени, например, в крупных поймах (Dostovalov and Popov, 1966) или в районах мощных лёссовых отложений. Самые большие на настоящий момент известные сингенетические льды, обнаруженные в Сибири, достигают более 50-80 м. в высоту и до 8-10 м. в ширину (Yershov, 1998). Узкие сингенетические жильные льды могут формироваться во время накопления торфа в трогах или центрах полигонов (Maskau 1992, 2000), а также аккумуляции эоловых песков.

Анти-сингенетические жильные льды развиваются в средах, где верхний слой грунта разрушается в результате эрозии. Чаще всего они возникают на выпуклых поверхностях возле вершин, где уровень динамики деятельного слоя повышается по склону вниз, и крутых обнажённых вершин, которые резко снижаются из-за подмыва. В процессе разрушения деятельного слоя ледяные жилы растут в глубину, перпендикулярно земной поверхности. Таким образом, возраст льда по краям жильных структур возрастает от низа к верху.

Наличие жильных льдов является важным палеогеографическим фактором для реконструкций климатических условий и условий осадконакопления в регионе.

В случае, если морозобойные трещины заполняются не льдом, а минеральными частицами, фрагментами горных пород или органическим материалом, развиваются первичные *почвенные жилы*. Из них наиболее известны и распространены жилы, заполненные песчаным осадком (рис. 2.1.1; Murton et.al., 2000). Активные образования данного типа распространены в зоне полярных пустынь, где растительный и снежный покровы отсутствуют или незначительны, что способствует заполнению открытых трещин песком эолового происхождения. Однако они могут формироваться и в зоне песчаных тундр с небольшим или отсутствующим снежным покровом в зимнее время. По форме они как правило варьируются больше, нежели ледяные жилы, так как песчаный материал, заполняющий трещины, имеет близкие к вмещающей породе пределы прочности, что ведет к большей вариативности в растрескивании.

Наличие песчаных жил идентифицирует наличие следующих факторов в период осадконакопления:

- 1) наличие ветрового песчаного переноса в зимнее или весеннее время
- 2) небольшой снежный покров или его полное отсутствие (так как в ином случае трещины заполнялись бы льдом либо смесью льда и песка)

Эти условия могли выполняться в следующих средах:

1. Засушливые климаты полярных пустынь и степных тундр
2. Сухие равнинные области, прилегающие к плейстоценовым континентальным ледникам
3. Локальные аридные условия на плоских высоко расположенных площадках с хорошими условиями дренирования и поступлением песчаного материала
4. Нестабильные грунты и разреженная растительность в связи с активными геоморфологическими процессами или резкими изменениями климата (Murton et al., 2000).

2.2 Псевдоморфозы по ледяным жилам

Псевдоморфозы по ледяным жилам или жильным льдам – это реликтовые формы, образующаяся за счет вытаивания ледяных жил и ледяных клиньев и последующего замещения (вторичного заполнения) их оседающим и оплывающим грунтом (рис. 2.2.1.). Причиной вытаивания могут стать многие локальные или региональные причины, влияющие также на развитие термокарста и термическую эрозию. В свою очередь, таяние может стать причиной вторичного заполнения пустот в деятельном слое почвы, а также в зонах с сезонным промерзанием грунтов. Вторичное заполнение часто проходит

отдельными этапами и может прерываться в связи с повторным замерзанием воды в трещине. Например, после активации процесса термической эрозии вода зачастую переходит обратно в твердую форму в нижней части жилы. Кроме того, вытаивание вследствие увеличения мощности деятельного слоя в особо теплые года или эпизодов потепления климата могут быть впоследствии сведены на нет восстановлением жилы под влиянием более холодных зим или похолодания климата. Даже после полного вытаивания льда в жиле ее заполнение материалом может продолжиться, что объясняется наличием подземных пустот в псевдоморфозах и понижений над ними (Romanovskij, 1973).

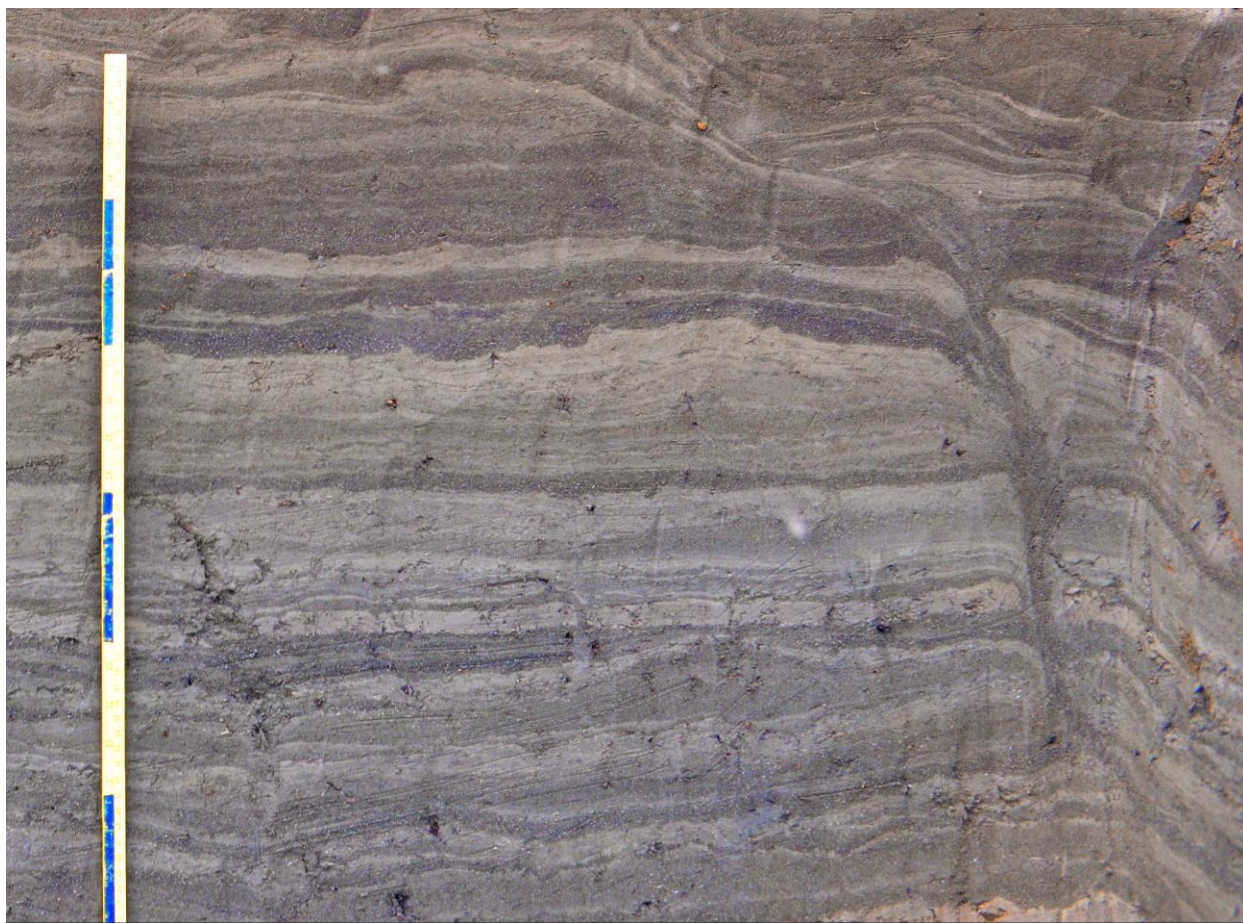


Рис. 2.2.1. Псевдоморфоза по жильному льду в субэзральных отложениях на р. Котуй (фото Назаров Д.В.)

Таким образом, итоговая структура псевдоморфозы может развиваться в течение различных (и подчас долгих) периодов, что усложняет датирование периода таяния льда и времени вторичного заполнения пустот. Однако, вытаивание ледяных жил и трещин не всегда ведет к появлению псевдоморфоз. В случае, если жилы достигают десятков метров в высоту и расположены в алевроитах с высоким содержанием льда, развитие псевдоморфоз маловероятно (помимо нижней части жилы), так как алевроиты становятся крайне водонасыщенными и сильно подверженными эрозии.

При проведении палеореконструкций псевдоморфозы могут быть использованы для оценки максимальных среднегодовых температур воздуха и средних температур самого холодного месяца (Pewe, 1966), однако последние исследования доказали низкую надежность подобных данных (Murton, 2007). Тем не менее, присутствие псевдоморфоз позволяют надежно идентифицировать наличие многолетней мерзлоты в геологической истории региона

2.3. Палеопочвы

Термин «палеопочва» может относиться как к погребенным почвам; почвам, однажды погребенным, но впоследствии эггумированными эрозией и формирующими в настоящее время поверхностный почвенный слой, так и к реликтовым почвам, сформированных под воздействием иных природных обстановок и не подвергавшихся захоронению (Mason, Jacobs, 2007).

Палеопочвы выступают важными стратиграфическими маркерами, которые могут быть использованы для реконструкции обстановок осадконакопления. Являясь таким маркером, верхняя граница палеопочвы является контактом между отложениями различных возрастов. В связи с этим, они часто играют ключевую роль в вопросах стратиграфии. Однако следует принимать во внимание, что что многие погребенные палеопочвы являются лишь частями более толстых почвенных слоев, а в некоторых случаях почвенный слой мог быть полностью уничтожен эрозией (рис. 2.3.1, 2.3.2.). Несмотря на это, хорошо сохранившиеся погребенные палеопочвы достаточно распространены в четвертичных отложениях и доступны для интерпретации. Анализ их морфологии в целях климатических реконструкций особенно актуален при изучении лессовых отложений, где палеопочвы, как правило, имеют высокую сохранность (Muhs, 2007).

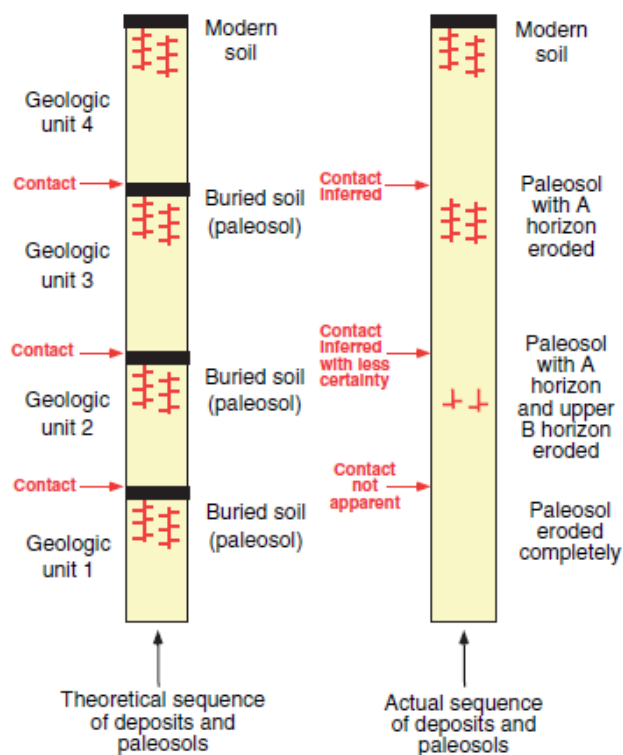


Рис. 2.3.1. Теоретический (слева) и часто наблюдаемый (справа) разрез с присутствием палеопочв в четвертичных отложениях. Черные горизонтальные полосы отражают горизонт А, вертикальные красные полосы – горизонт В (Muhs, 2007).

Зачастую в палеопочвах отражено взаимодействие процессов осадконакопления и педогенеза, когда развитие почвы происходит при накоплении отложений. Таким образом, морфологические черты палеопочв могут отражать не только особенности климата в период их формирования, но также скорость осадконакопления и ее соотношение со скоростью почвообразовательного процесса. Помимо того, в последние десятилетия особое развитие получили методы палеореконструкций, основанные на магнитных и геохимических свойствах палеопочв (Mason, Jacobs, 2007).



Рис. 2.3.2. Палеопочвы с хорошо выраженным горизонтом А (фото J A Mason).

Позднеплейстоценовые субэральные отложения приморских низменностей севера Восточной Сибири в своем развитии прошли этап сингенетического почвообразования и сохранили характерные его черты благодаря многолетней мерзлоте. Данное почвообразование происходило при непрерывном поступлении пылеватого осадка в условиях существования специфических «тундростепей». Однако следует подчеркнуть, что, несмотря на наличие признаков почвообразования, большая часть толщ не может быть отнесена к погребенным почвам, так как при образовании этого тела реализация всех почвообразовательных факторов протекала на фоне активного поступления осадка и его сингенетического промерзания, в результате чего возник особый феномен – криопедолит.

Проявление тех или иных почвенных свойств в материале данного типа отложений находится в сложной зависимости от скорости накопления осадка, его сингенетического промерзания, а также почвообразующего потенциала климата и биоты в период накопления. В настоящее время данные о палеопочвах, сформированных в перигляциальных условиях последней стадии наступления ледника являются крайне отрывочными, наиболее изучен данный феномен в приморской части Северной Якутии (Губин С.В., 1994; Губин С.В. и Занина О.Г., 2013).

Рассматриваемый феномен здесь встречается в толще Позднеплейстоценовых лессово-ледовых отложений преимущественно пылеватого состава, достигающей мощности 50 м. (так называемая едомная свита). В связи с наличием широких и мощных ледяных жил и их возможным выходом на дневную поверхность, почвенный покров здесь, вероятно, был распространен дискретно в эпоху накопления отложений, и основные почвенные тела развивались в полигонах, изолированных льдом. Наиболее полно характер сингенетического почвообразования и его флуктуаций отражается материалом толщи минеральных блоков, которые могут достигать мощности в несколько метров и характеризуются сходными условиями осадконакопления и характером преобразования материала. Известно, что полигональным поверхностям с присутствием жильных льдов в мерзлотных странах присуща сложная и быстрая динамика развития, связанная, в первую очередь, с действием льда, приводящем к возникновению валиково-западинного рельефа, изменению дренированности и обводненности полигонов, смене направленности почвообразовательного процесса. Подобная смена может быть прослежена лишь в толщах отложений значительной мощности.

2.4. Основные типы эоловых образований

Основными типами эоловых образований, слагающими крупные образования в пределах западносибирской Арктики, являются:

- умеренно и хорошо сортированные дюнные пески с большим содержанием частиц фракции 50-70 мкм
- покровные пески, как правило состоящие из плохо сортированных грубых осадков, откуда средние и мелкие фракции частично удалены за счёт отсеивания

В случае отложений, сформированных в перигляциальных условиях Западной Сибири, покровные пески в значительной степени представлены частицами алевритистой размерности.

Несмотря на более чем вековые исследования, относительное участие факторов, влияющих на морфологию эоловых образований, остается не до конца ясным. В целом, можно утверждать, что на их форму и масштаб влияют по меньшей мере 6 факторов: наличие материала, размерность частиц, ветровая энергия и скорость ветра, растительный покров, наличие или отсутствие топографических препятствий, а также последовательность климатических изменений, которые могут привести к изменениям любого из первых четырех факторов и в результате изменить существующую форму рельефа. Вероятно, наиболее сложным для исследования фактором является вторичные атмосферные потоки воздуха, действующие на разных масштабах. Кроме того, неоднозначность определения роли факторов состоит в том, что некоторые из них взаимосвязаны между собой, к примеру, чем выше скорости ветра, тем меньше растений произрастает на дюне. С другой стороны, наличие растений увеличивает порог скоростей ветра, необходимых для перемещения песка (Pye and Tsoar, 1990).

Далее будут более подробно рассмотрены основные характеристики и механизм формирования дюн и покровных песков холодного климата, а также модель возникновения ветровой ряби, широко распространенной на поверхности песчаных отложений.

2.4.1. Песчаные дюны Песчаная дюна определяется как хребет или холм, образованный деятельностью ветра. Линейный размер одной дюны может составлять от менее чем 1 метра до десятков километров, тогда как ее высота может варьироваться от десятков сантиметров до 150 метров и более. Очень крупные дюны, на которых часто могут отлагаться более мелкие дюны, называют мегадюнами, или драа. Дюны также могут быть объединены в дюнные цепи или дюнные поля (Pye and Tsoar, 1990).

Выделяют также простые и сложные дюны. Простые дюны состоят из индивидуальных дюнных форм и пространственно отделены от соседних образований. Сложные дюны состоят из двух или более различных типов простых дюн, сросшихся или наложенных друг на друга.

Было предпринято множество попыток классифицировать дюны на основе их формы, особенностей склонов и степени мобильности (рис. 2.4.1.1.). Введено большое количество местных названий, основанных на геометрических и иных аналогиях, в результате чего возникла путаница из-за использования различных названий для обозначения сходных понятий. Взаимоотношения ветрового режима, ориентировки склонов дюны и направления ее движения (или расширения) являются крайне сложными, поэтому термины «продольная» и «поперечная» дюна, несущие в себе информацию о ее генезисе, часто используются некорректно. Хантер (Hunter et. al., 1983) предложил использование термина «продольная дюна» когда ориентация длинной оси дюны отклоняется от направления транспортировки материала менее чем на 15° , а термина «поперечная дюна» при ее отклонении к нормали к этому направлению в пределах 15° . Дюны, длинная ось которых сильнее отклонена от направления переноса вещества, следует относить к категории диагональных дюн.

Существует несколько классификаций простых дюн, имеющих значительные различия. В соответствии с одной из них (Pye and Tsoar, 1990), дюны подразделяются на

- сформированные в связи с наличием топографических препятствий (падающие дюны, подветренные дюны и т.д.)
- сформированные в связи с изменением шероховатости подстилающей поверхности или ее аэродинамических параметров (барханы и барханоиды, линейные, звездные дюны и т.д.)
- сформированные в связи с наличием растительности (параболические дюны, линейные дюны, образованные из-за присутствия растительности и т.д.)

Линейные дюны (с наличием растительности и без нее) – одни из самых распространенных, наряду с диагональными. Однако, в различных регионах формируются преимущественно определенные образования. Тогда как в гумидных регионах распространены параболические дюны, в аридных и семиаридных районах активнее развиваются барханы и барханоиды (Illenberger, 1988).

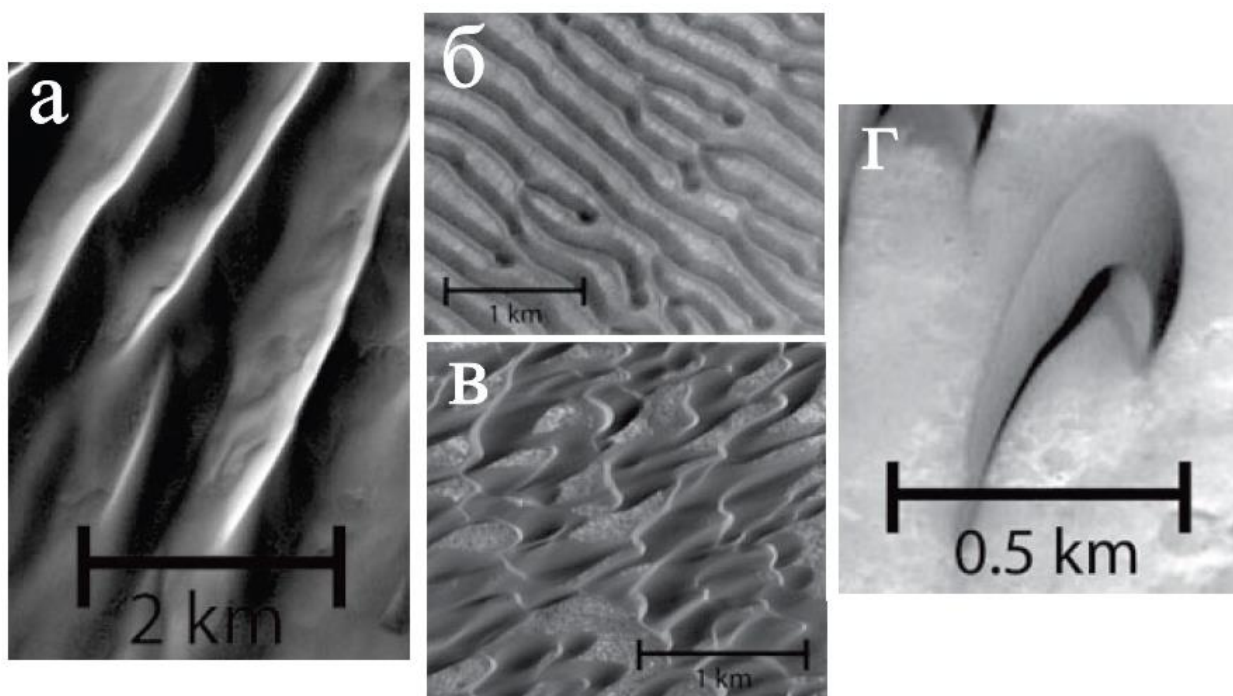


Рис. 2.4.1.1. Некоторые распространенные типы дюн. а – линейные дюны; б – поперечные дюны; в – барханоиды; г – барханы (МакКее, 1979).

Механизм формирования дюны. Песок, переносимый в воздухе, имеет тенденцию к аккумуляции в виде дюн при отсутствии топографических препятствий. Вероятно, это связано с более интенсивной сальтацией песчинок от жестких поверхностей, нежели от более рыхлого песка (Bagnold, 1941, стр. 169). По этой причине, транспортировка частиц над песчаной местностью протекает менее активно, чем над иными типами отложений, что приводит к накоплению материала на наветренной стороне. Этот процесс протекает эффективно только при постоянном поступлении песчаного материала и при наличии достаточно сильных ветров, способных перенести материал через другие среды, чтобы отложить его на песчаной поверхности. В случае наличия только слабых ветров, песок отлагается и на твердых грунтах, тогда как уже сформированные на песчаном основании наносы развеиваются вниз по склону (Bagnold 1937).

Альтернативная теория объясняет концентрацию песка в виде дюн в связи с наличием волновидных движений, или вторичной циркуляции, в атмосфере. Эта циркуляция вызывает изменения в поверхностном напряжении сдвига и влияет на скорости транспортировки материала (Wilson 1972). В настоящее время, аэродинамические процессы, ответственные за различные формы эоловой аккумуляции изучены недостаточно, чтобы установить точный механизм формирования дюн.

Предпринималось несколько попыток проследить образование дюн в полевых условиях, однако большая часть песка, используемого для эксперимента, была отнесена на

слишком большие расстояния (Lettau and Lettau, 1978). Очевидно, для постановки результативного эксперимента требуются постоянное поступление материала, что предполагает большие технические сложности и финансовые затраты.

Какими бы ни были основные причины начального накопления песка, в результате этого процесса происходят изменения в поверхностном напряжении сдвига и материал отлагается в пределах растущей дюны. Ветровой поток при этом ускоряется на наветренном склоне к гребню. По мере увеличения высоты зарождающейся дюны, скорости ветра у ее гребня повышаются и скорость транспортировки материала увеличивается (рис. 2.4.1.2, 2.4.1.3.).

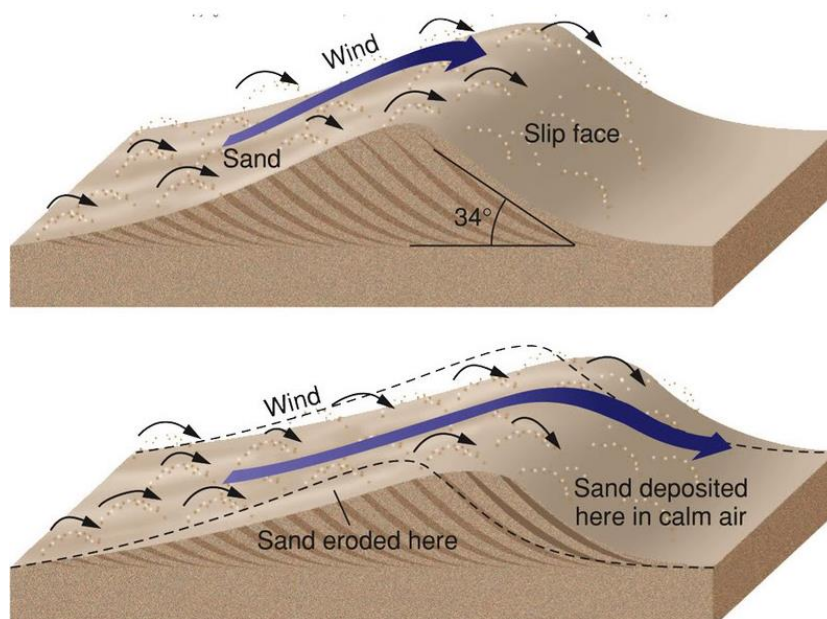


Рис. 2.4.1.2. Механизм развития дюны (Exploration and production geology website).

Дюна может расти вертикально только до тех пор, пока скорость поступления материала выше скорости его сноса. В конечном счете достигается состояние равновесия, при котором форма дюны достигает баланса с транспортом материала через нее (Tsoar, 1985). В этом состоянии достигается баланс факторов ветровой энергии, гранулометрического состава и поступления песчаного материала. Любые изменения в характере поступления материала, скорости или направлении ветров инициируют изменения в морфологии дюны, направленные на достижение состояния баланса в новых условиях. Когда это состояние достигается, песок, эродированный с наветренного склона отлагается на подветренном склоне дюны в том же объеме, таким образом дюна перемещается, не изменяя свою форму.

Однако в связи с тем, что в реальных условиях небольшие вариации в скорости и направлении ветра типичны для всех сред, достижение дюной полностью равновесного

состояния маловероятно, поэтому здесь рационально использование термина «квазиравновесное состояние».



Рис. 2.4.1.3. Слоистость золотой дюны в разрезе (фото К. Amos).

Во время миграции дюны она может увеличить свой размер, включая в себя песок, слагающий подстилающую поверхность. Деградация дюны может начаться в случае, если поступление материала снижается, а скорость денудации на подветренном склоне остается столь же высокой. В случае, когда дюна находится на субстрате, не сложенном песком и на ней развита растительность, при ее миграции она будет терять в высоте в связи с задержкой части материала корнями растений (Pye and Tsoar, 1990).

2.4.2. Покровные пески холодного климата. Относительно небольшие массивы активных покровных песков развиваются в настоящее время в холодных регионах (Dijkmans, 1990). Плейстоценовые перигляциальные покровные пески покрывают значительные части Европы, Северной Америки и России. В Европе они формируют пояс, простирающийся от северной Франции до стран Прибалтики (рис. 2.4.2.1; Shwan, 1988).

Эти пески называют покровными, так как они формируют поверхностный покров, варьирующийся по мощности от 50 см до нескольких метров. Морфология их поверхности во многом зависит от характера подстилающих отложений. Во многих частях Европы покровные пески были переработаны в дюны на протяжении голоцена. Активное отложение покровных песков, протекавшее на поздних этапах последнего ледникового максимума, только в Нидерландах затронуло площади более 30 000 км².



Рис. 2.4.2.1. Распространение пояса покровных песков в Европе и границы максимального распространения плейстоценовых и вислинского оледенений (Cromble et. al., 2014).

Две различных субфации покровных песков были выделены Руэгом (Ruegg, 1983) и Шваном (Schwan, 1988): равномерно слоистые песчаные отложения без прослоев алеврита, а также пески с алевритовыми прослоями, являющимися переходными между чисто песчаными и лессовыми отложениями, представленные на подветренной окраине пояса покровных песков. Они были интерпретированы обоими исследователями как эоловые отложения на сухих поверхностях и на перемежающиеся сухие с влажными поверхности, соответственно.

Эоловой активности при отложении покровных песков способствовали антициклональные ветра, дующие из центра высокого давления, расположенного над ледником Фенноскандии (Hobbs, 1943), однако морфологические факторы и гранулометрический состав отложений говорят также о влиянии западных ветров средних широт на транспортировку материала в юго-западном направлении (Ruegg, 1983).

Покровные пески без прослоев алеврита как правило демонстрируют сменяющиеся последовательности горизонтально слоистых песков и песков с текстурами адгезионной ряби (см. раздел 2.4.3.), идентифицирующей отложение материала на влажную поверхность. Случаи наклонного залегания приурочены как правило к небольшим изолированным дюнам, неровностям или понижениям, сформированным дефляцией или водной эрозией (рис. 2.4.2.2; Schwan, 1988). Структуры криотурбаций, в том числе хорошо развитые морозобойные трещины, широко распространены в покровных песках.

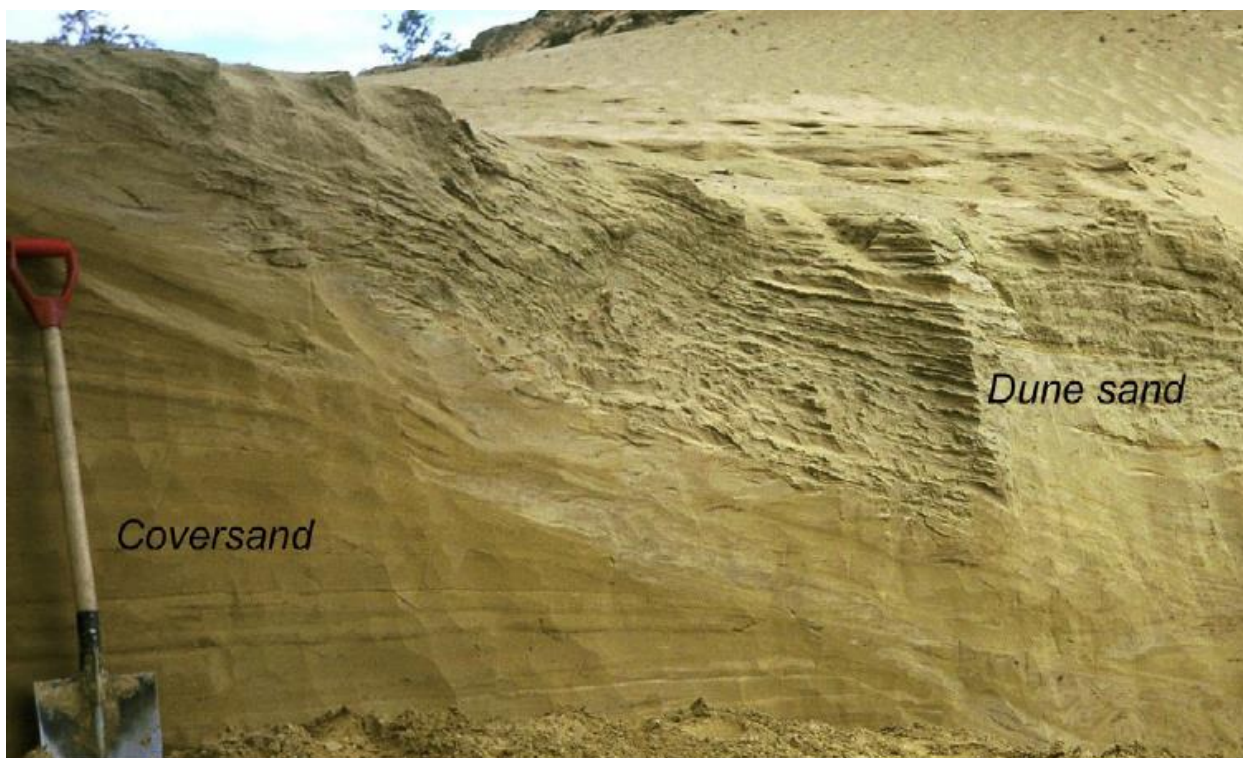


Рис.2.4.2.2. Мелкозернистые покровные пески (Coversand) с прослоями алевритов, перекрытые рыхлыми дюнными песками (Astakhov, 2014).

Причины широкого распространения позднеплейстоценовых песков покровного типа, а не дюнных образований, в северо-западной Европе не до конца объяснены. Багнолд (Bagnold, 1941, стр. 151) считает, что длины волн ветровой ряби увеличиваются, а ее высоты уменьшаются, и в конце концов с достижением ветром определенной скорости, рябь полностью уплощается, в результате чего формируется плоская равнина. Хантер (Hunter, 1977) предполагает, что такая горизонтальная слоистость могла формироваться ветрами со скоростями, превышающими 18 м/с. По мнению Швана (Schwan, 1988), такому отложению способствовало отсутствие топографических барьеров, разреженность растительного покрова, большая ветровая энергия и ограниченное количество песчаного материала для транспортировки. Комбинация этих факторов могла создать ситуацию, при которой процессы транспортировки песка преобладали над процессами отложения.

2.4.3. Ветровая рябь и мегарябь. Ветровая песчаная рябь (рис. 2.4.3.1.) – волнистые формы на песчаной поверхности, длина волны которых определяется силой ветра (Bagnold, 1954). На основании размера, могут быть выделены 2 типа ветровой ряби: рябь нормального размера с длиной волны до 25 см и более крупная рябь с большей длиной волны, которую обычно описывают термином мегарябь (Greeley and Peterfreund, 1985). Мегарябь может иметь длины волн до 20 метров и высоты до 1 метра и как правило состоит из крупнозернистого песка.



Рис. 2.4.3.1. Ветровая рябь в пустыне Вади Рам в Иордании. Длина волн составляет 10-15 см, высота волн – первые миллиметры (фото Н. Yizhaq).

При рассмотрении ряби в профиле, могут быть выделены ее отдельные элементы: наветренный склон, гребень, подветренный склон, а также подошва. Для ветровой ряби наклон наветренного склона не может превышать $8-10^\circ$, для подветренного склона этот показатель составляет $20-30^\circ$ (Sharp, 1963).

Три наиболее распространенными видами ряби являются (рис. 2.4.3.2.): ассиметричная ветровая рябь (а), ассиметричная подводная рябь течения (б) и симметричная рябь волнения (в). Показатель индекса ряби (ИР), представляющий собой отношение длины волны ряби (L) к ее высоте (h), может эффективно использоваться для идентификации различных типов ряби. Ветровая рябь имеет характерный $ИР > 10-15$, тогда как для ряби течения характерен $ИР < 10-15$ (Ellwood et. al., 1975). Величина ИР для ветровой ряби имеет прямо пропорциональную зависимость от скорости ветра и обратно пропорциональную от размера частиц. Несмотря на то, что индекс ряби не является параметром, неоспоримо заявляющим о происхождении ряби (Goldsmith, 1973), геометрия ряби является важным фактором для идентификации эолового происхождения отложений и установления направления переноса вещества (McKee, 1979).

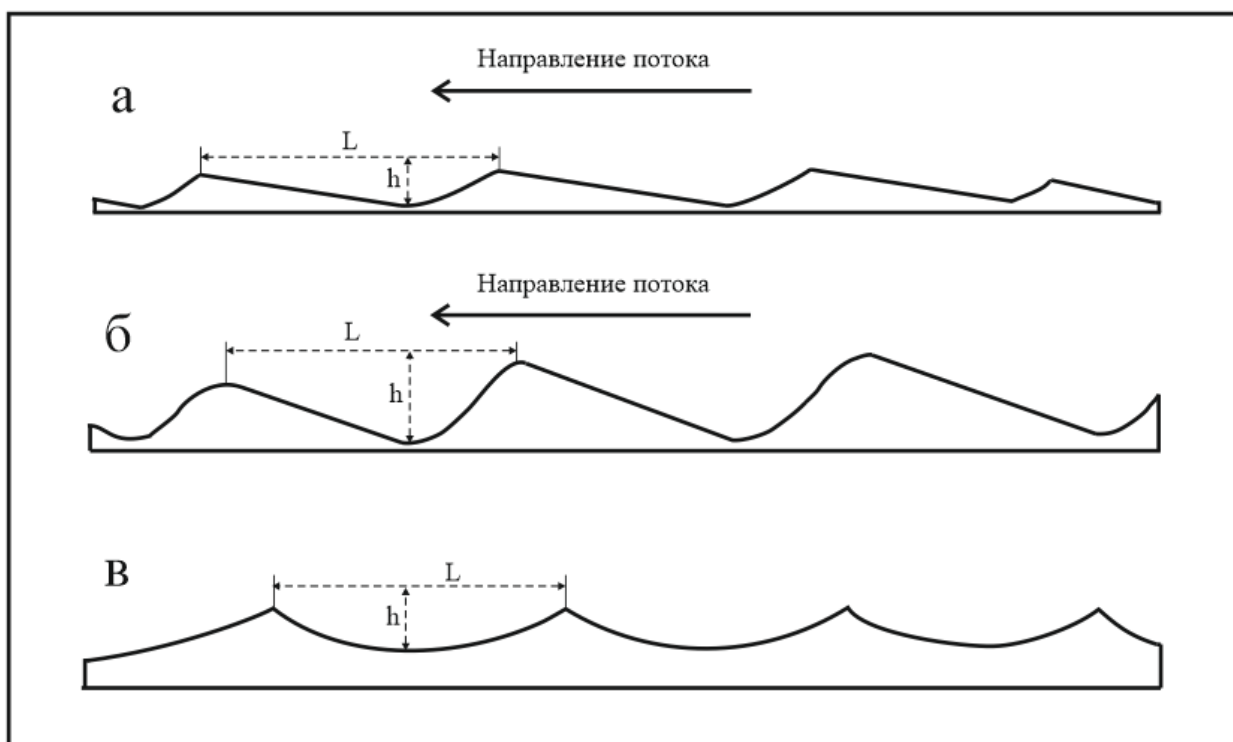


Рис. 2.4.3.2. Профили трех типов ряби, сформированных ветром (а), водным течением (б), волнением в водной среде (в). L – длина волны ряби, h – высота волны ряби (по материалам Twenhofel, 1950, стр. 568)

Влияние скорости ветра и размерности частиц на формирование ветровой ряби.
Типичная ветровая рябь формируется только в отложениях песчаной фракции. Рябь может формироваться в алевритистых или песчано-алевритистых отложениях, однако она как правило прерывиста, и ее геометрия определяется в первую очередь локальными различиями в напряжениях сдвига, а не баллистическими параметрами. Верхний предел размерности частиц для формирования ветровой ряби ограничен только скоростями ветра (Pye and Tsoar, 1990).

Средний размер частиц, из которого состоит рябь, как правило крупнее, чем в нижележащем слое, на котором происходит ее формирование. В пределах отдельных волн ряби, наиболее крупные зерна располагаются на гребне (Tsoar, 1990).

При низких скоростях ветра некоторые частицы перемещаются посредством волочения и лишь небольшое их число движется с помощью механизма сальтации, их траектории полетов коротки и энергия ударов о поверхность невелика. В таких условиях ветровая рябь не образуется. Под воздействием средних скоростей ветра тонко- и среднезернистые песчаные частицы активно вовлекаются в сальтацию и при ударе о землю побуждают более крупные частицы к движению. В случае с высокими скоростями ветра, крупнозернистый песок также перемещается посредством сальтации, в результате

чего волны ряби увеличиваются в длине и сглаживаются (индекс ряби постепенно увеличивается). При критических скоростях ветра знаки ряби не образуются и формируется плоская поверхность, аналогичная наветренной поверхности длинной волны ветровой ряби (Simons et. al., 1965). В этом случае в величине ИР наблюдается изменение с $ИР=80-100$ до $ИР = \infty$ (Walker, 1981).

Ветровая рябь является надежным индикатором преобладающего направления ветра, так как ее гребни ориентированы перпендикулярно направлению ветра с более пологим склоном на наветренной стороне. Легкие изменения в направлении ветров не отражаются на форме ряби. Среднее отклонение потока ветра от первоначального направления более чем на 20° инициирует формирование текстур ряби в новом направлении (Howard, 1977).

Полевые исследования, а также эксперименты в аэродинамической трубе показали, что ветра скоростью 12-14 м/с в течение 2-3 минут формировали зачаточные знаки ряби, а после 10-15 минут – полностью развитую ветровую рябь (Brugmans, 1983; Rubin and Hunter, 1987)

Гранулярная ветровая рябь может быть определена как крупная ветровая рябь на плоской поверхности песков, частично представленных зернами, имеющими размер гранул (Рейнек и Сингх, 1981). Как правило, она формируется в районах с интенсивной эрозией, где вследствие активного выдувания скапливается остаточный гравий, представленный зернами от 1 до 3 мм, как слишком крупный для перемещения путем сальтации. Поверхностное волочение является здесь основным механизмом, ответственным за образование и рост этого типа ряби. Так как типичная песчаная и гранулярная ветровая ряби образуются при сходном ветровом режиме, по-видимому, главным контролирующим ее возникновение фактором является размер зерен (Sharp, 1963).

В плане гранулярная рябь намного более неправильная, нежели песчаная. В разрезе она состоит из типично ассиметричного гребня, наложенного на более крупную гряду (рис. 2.4.3.3.). Наклон и длина наветренного и подветренного склонов гранулярной ряби имеют тенденцию выравниваться. Область гребня сложена крупными зернами на 50-80%, тогда как в поверхностном материале подошвы крупные зерна составляют 10-20%.

Гранулярная рябь как правило гораздо крупнее, нежели песчаная. По данным Шарпа (Sharp, 1963) в районе Келсо (Калифорния) длина гранулярной ряби достигает до 2,3 м, высота – до 13 см, индекс ряби – от 15 до 20. Верхняя часть гранулярной ряби имеет четкое внутреннее строение и характеризуется хорошим развитием слойков, возникающих за счет вариаций в соотношении дюнных песков и гранул. Эти изменения отражают

изменения скоростей ветра. Имеются также передовые слойки, наклоненные в противоположную сторону (по отношению к поверхностному наклону), что является результатом влияния ветров различных направлений (Рейнек и Сингх, 1981).

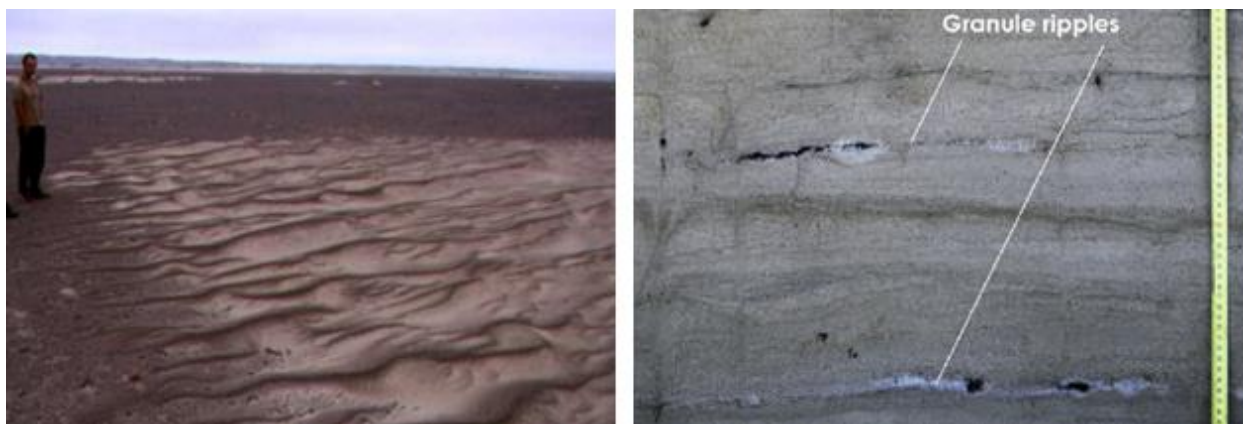


Рис. 2.4.3.3. На фото слева – современная гранулярная рябь на Берегу Скелетов в Намибии. Видна концентрация более темного и грубого материала на гребнях волн (фото J. Howell). На фото справа – текстуры гранулярной ряби (линзы грубого песка и гравия) в расчистке на побережье Бискайского залива (Sitzia et. al., 2015).

Адгезионная рябь выражается в виде серии маленьких субпараллельных хребтов, перпендикулярных преобладающему направлению ветра. Они как правило имеют длины волн менее 1 см и высоты до 3 мм. Хребты волн типично выпуклые против направления ветра. В разрезе наветренные склоны обычно значительно круче подветренных, идентифицируя медленный рост против ветра путем аккреции навесаемого песка (Hunter, 1973). Адгезионная рябь «налезает» на наветренные склоны уже существующей ряби, формируя тем самым текстуры «налезающей» адгезионной ряби (рис. 2.4.3.4.).

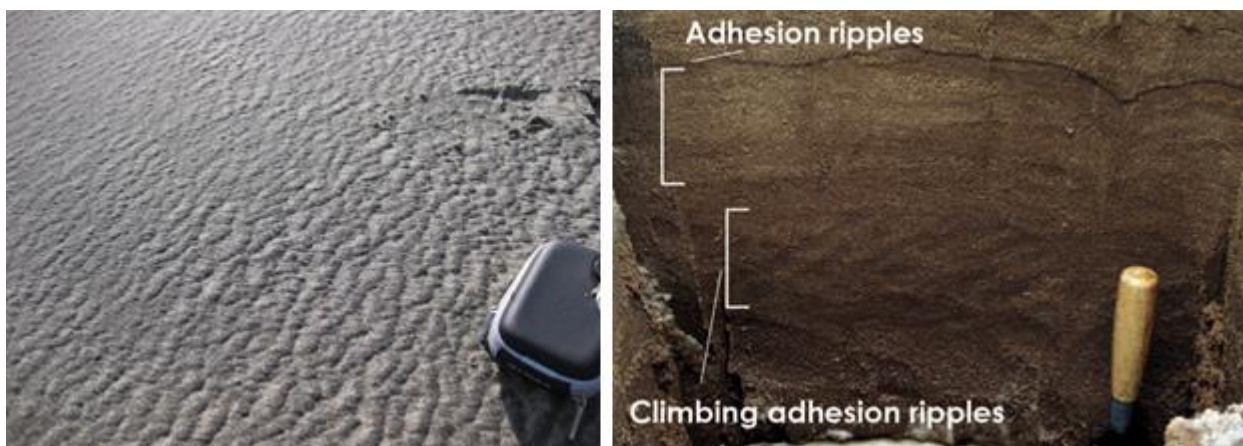


Рис. 2.4.3.4. На фото слева – адгезионная рябь в Сэнди-Хук, Нью Джерси, США (фото E. Jameson). На фото справа - текстуры адгезионной ряби (Adhesion ripples) и «налезающей»

адгезионной ряби (Climbing adhesion ripples) в расчистке на побережье Бискайского залива (Sitzia et. al., 2015).

Адгезионная рябь чаще всего наблюдается на морских пляжах и в пустынях на междюнных понижениях. Её рост может происходить только в условиях, когда влага поступает к поверхности капиллярным способом. Если поступление влаги прекращается, поступающий песок перестает активно отлагаться (Pye and Tsoar, 1990). Адгезионные равнины как правило очень плоские, с очень незначительными неровностями, часто «морщинистого» вида. Слоистость в них обычно составляет 1-2 мм в толщину (Kocurek and Fielder, 1982).

2.5. Особенности формы и поверхности зерен эоловой обработки

В рамках морфоскопического анализа изучаются особенности поверхности зерен и их форма. Данный метод основан на приобретении зернами минералов свойств, обусловленных влиянием сред, в которых протекала их транспортировка и отложение. При этом сохраняются те их черты, которые были унаследованы от коренных пород. Особенности микроморфологии зерен определяются конкретными условиями, в которых происходили перенос и аккумуляция отложений (Алексеева, 2004; Krinsley and Doornkamp, 1973). Далее будут рассмотрены важнейшие морфологические особенности поверхности зерен кварца, свойственные материалу, подвергнутому эоловой и субаквальной обработке, с целью проследить принципиальные различия для зерен, обработанных в разных средах.

Эоловые отложения. Ведущим фактором, формирующим поверхность зерен кварца в эоловых обстановках, является механическая коррозия. При длительной эоловой обработке песчаных зерен их форма скругляется, формируется матовая поверхность с множеством мелких ямок (рис. 2.5.1.). Микроямочность образуется в результате соударений отдельных зерен при переносе в воздушной среде (Krinsley, Doornkamp, 1973). Зачастую на поверхности ярко выражены меандрирующие хребты, образованные вследствие истирания острых граней за счет соударений частиц при ветровом переносе. Степень округлости зерен определяется длительностью эоловой переработки и размером зерен (крупные округлены в большей степени). Вытянутая форма отдельных зерен как правило является унаследованной (Krinsley, Doornkamp, 1973).

Значительно отличается морфология зерен, подвергшихся обработке в субаквальных условиях, то есть в морских отложениях и отложениях речного аллювия. Для них типична хорошая и средняя окатанность и гладкая глянцевая поверхность с

отдельными царапинами, желобками и сглаженными ямками (рис. 2.5.1.; Чичагов, 1961). Главным признаком водной обработки зерен является наличие углублений V-образной формы, небольших сколов и серпообразных желобов, которые формировались в водном потоке при взаимном столкновении частиц (Krinsley, Doornkamp, 1973). Главный процесс, характерный для субаквальной обстановки – это механическое воздействие на зерна, варьирующееся в зависимости от энергии потока или водной массы. В результате данного воздействия создаются углубления, варьирующиеся по форме и размерам. В связи с тем, что по сравнению с воздухом вода имеет большую вязкость и меньшие скорости потока, энергия столкновения зерен в водной среде значительно слабее, что приводит к формированию гладкой глянцевой поверхности большинства зерен (Матлахова, 2014).

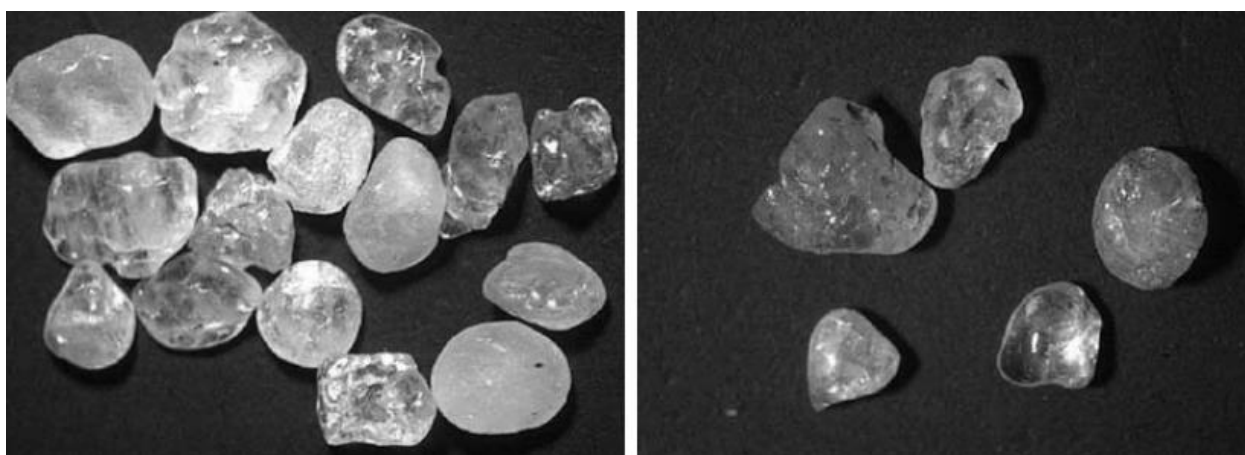


Рис. 2.5.1. Песчаные кварцевые зерна (фракция 1-2 мм). Зерна на фото слева – со следами криогенной и эоловой обработки; фото справа – с признаками водной обработки (Величко и др, 2009).

Глава 3. Состав и строение отложений покровного комплекса в разрезах арктической части Западной Сибири и Таймырской низменности

В данной главе приведено описание нескольких представительных разрезов севера Западной Сибири, а также Северо-Сибирской низменности и Ессейской котловины, в которых был вскрыт лессовидный покровный комплекс. Разрезы были изучены в рамках полевых работ по государственному геологическому картированию Ямальской и Северо-Сибирской партиями ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2014 и 2015 годах, в последних из которых автор принимал непосредственное участие. Показаны основные текстурно-структурные особенности лессовидных покровных отложений, их взаимоотношение с другими толщами. Для уточнения генезиса отложений лессовидной толщи был использован метод морфоскопии кварцевых зерен. Образцы для исследования любезно предоставлены автору научным руководителем Д.В. Назаровым. Положение разрезов на карте показано на рис 3.0.1. Обнажения в главе описаны в порядке с запада на восток.

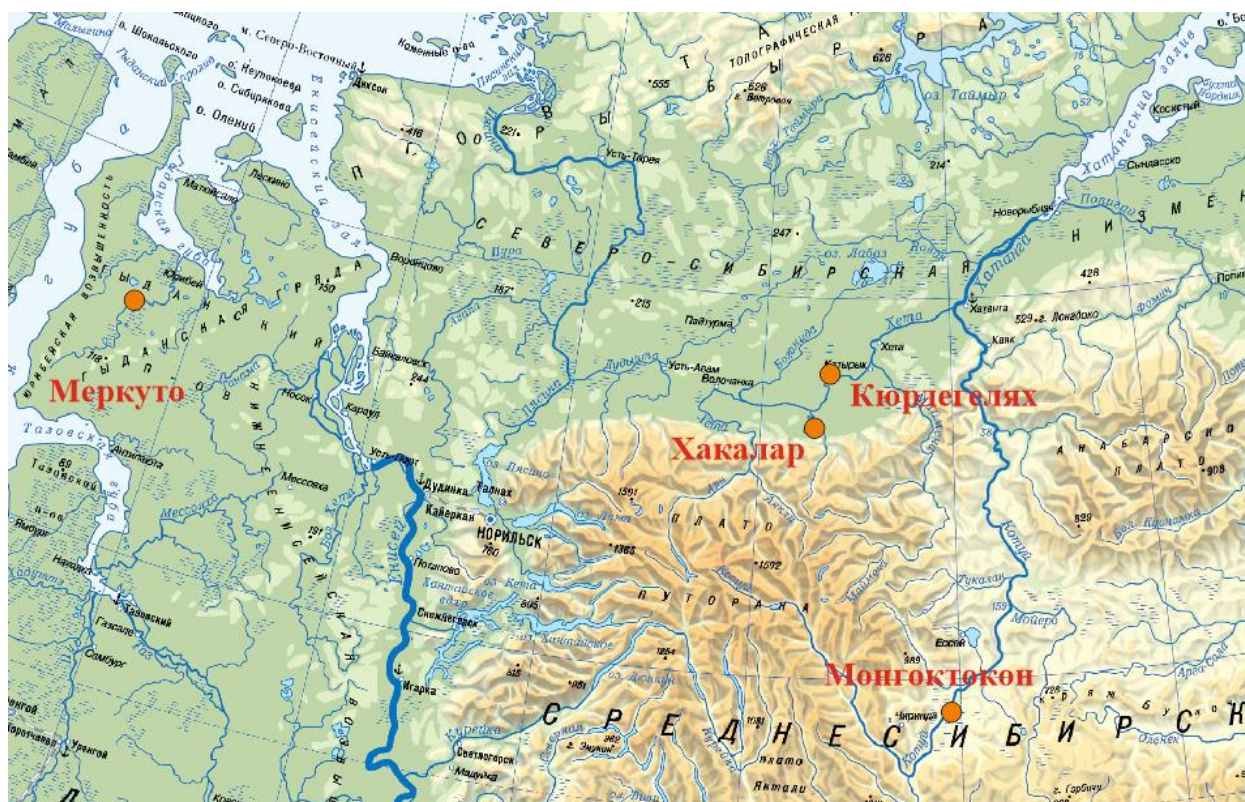


Рис. 3.0.1. Расположение представительных обнажений с участием лессовидного покровного комплекса в сибирской Арктике.

3.1. Обнажение «Меркуто»

Обнажение «Меркуто» находится в западной части Гыданского полуострова в среднем течении р. Юрибей сразу после впадения в нее безымянной реки, текущей из озера Меркуто, по которому и названо. В юго-западной части вскрыто расчисткой 7121-1, в северо-восточной – расчисткой 7121-2. Мощность обнажения в юго-западной части составляет 20-25 м, к юго-востоку постепенно увеличивается до 30-35 м, общая протяженность обнажения составляет 2,5 км (рис. 3.1.1.).

В цоколе, в верхней по течению части разреза обнажаются глинистые алевроиты и глины. Их кровля в юго-западной части обнажения поднимается с 10-12 метров, при движении к северо-востоку постепенно опускается ниже уреза воды. В пачке наблюдается параллельное переслаивание слоев, имеющими толщину до нескольких миллиметров и напоминающих классические варвы.

Перекрывающая варвы пачка сложена среднезернистыми и крупнозернистыми хорошо сортированными песками с косыми сериями мощностью 0,2-0,3 метров, косой мультислойной слоистостью и рябью течения. В основании некоторых косых серий встречается гравий и редкая галька. Кровля песков находится на высоте 13-15 м. над урезом воды в верхней по течению части обнажения, вниз по течению она постепенно повышается. В верхней части толщи вскрывается горизонт погребенных почв, датированный радиоуглеродным методом как имеющий возраст $48,5 \pm 3$ т.л.н. Контакт аллювиальной толщи с вышележащей пачкой четкий и хорошо прослеживается на всем протяжении расчисток. На контакте в расчистке 1 залегает еще один горизонт погребенных почв (рис. 3.1.2.), по результатам радиоуглеродного датирования давший возраст $>49,5$ т.л.н. Образец из песчаной толщи, отобранный между вышеуказанными горизонтами палеопочв показал возраст 55 т.л.н. по результатам OSL-датирования. Песчаный горизонт интерпретирован как аллювий надпойменной террасы.

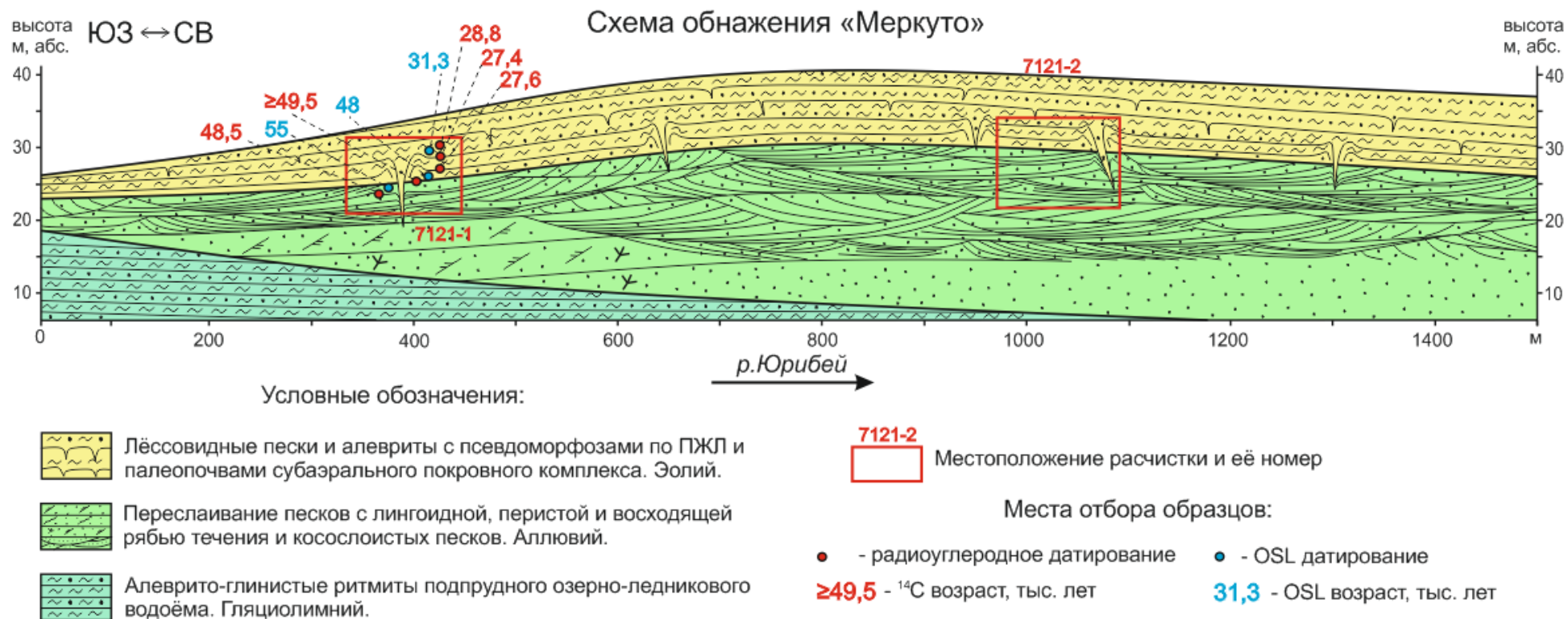


Рис. 3.1.1. Схема четвертичных отложений разреза Меркуто.

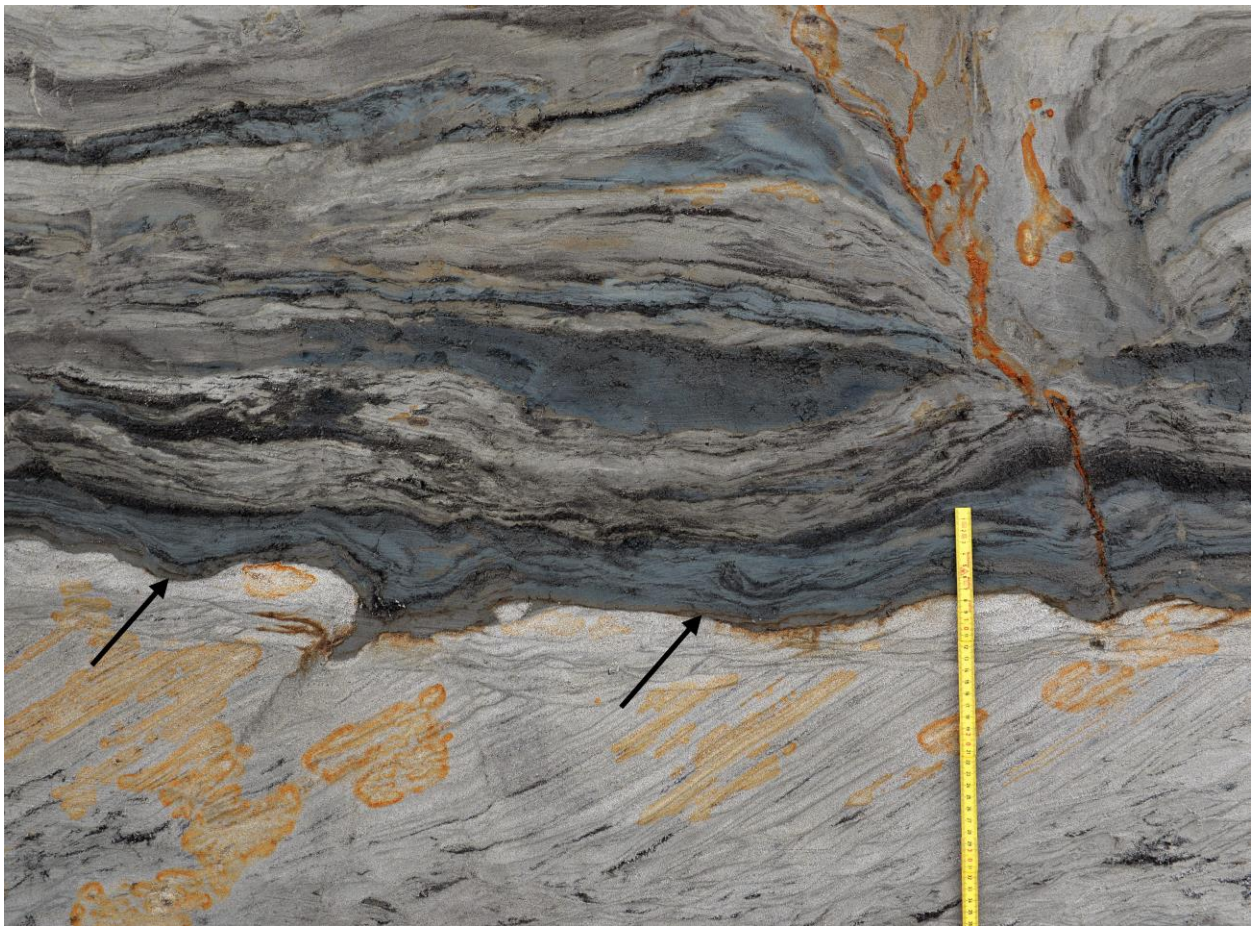


Рис. 3.1.2. Контакт аллювиальной толщи и лессовидной толщи алевритов (черные стрелки) с погребенной почвой (фото Назаров Д.В.).

Пески перекрыты печкой параллельно переслаивающимися серо-коричнево-палевых алевритов и мелкозернистых песков. Слоистость прерывистая, волнистая, толщина слойков от 0,5-1 см (рис. 3.1.3.). Тоща разбита несколькими горизонтами псевдоморфоз по ледяным жилам (рис. 3.1.3), достигающих глубины 5 м, а также многочисленными грунтовыми жилами. В основании толщи вскрыты порядка 10 прослоев растительного войлока, достигающих мощности до 1 см. В средней части пачки отчетливо идентифицируются погребенные почвы тундрово-глеевого типа со следами криогенных деформаций и расстоянием между друг другом около 1 метра (рис. 3.1.4.). Все горизонты погребенных почв датированы радиоуглеродным методом, три верхних горизонта, расположенные в центральной части толщи дали возраста (снизу вверх по разрезу) 27,6; 27,4 и 28,8 т.л.н (рис. 3.1.4.).

Наличие характерных структур, текстурные признаки, верхнее положение в разрезе и геохронометрические данные позволяют отнести верхнюю толщу к лессовидному покровному комплексу преимущественно эолового происхождения, отложенному в период последнего ледникового максимума и в предшествующие ему тысячелетия.



Рис. 3.1.3. Слоистость алевритистой толщи и псевдоморфозы по ледяным жилам (белые стрелки) (фото Назаров Д.В.).

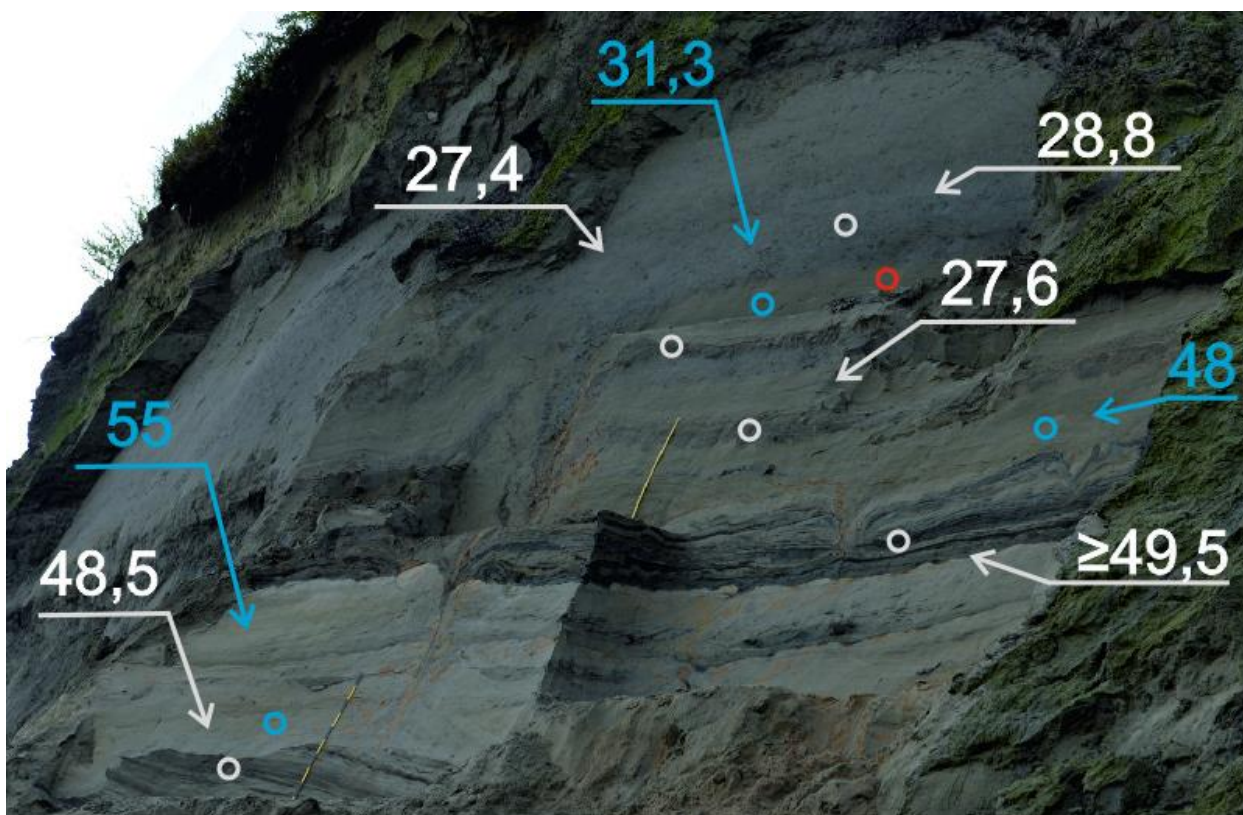


Рис. 3.1.4. Расчистка 7121-1 с псевдоморфозами по ледяным жилам и погребенными почвами. Белым цветом показаны датировки радиоуглеродным методом полученные из каждого горизонта палеопочв, голубым – OSL методом. Контакт аллювиальной и алевритистой толщ проходил по горизонту палеопочв, показавшему возраст $>49,5$ т.л. Красная окружность – уровень отбора образца для морфоскопического анализа (фото Назаров Д.В.).

Опираясь на результаты датирования, можно определить начало аккумуляции толщи на рубеже 50-45 т.л.н. и наиболее активные фазы накопления осадков в период 32-25 т.л.н. Для подтверждения преимущественно эолового генезиса толщи, был проведен морфоскопический анализ (см. раздел 3.5) образца из верхней части расчистки (рис. 3.1.4.)

3.2. Обнажение «Хакалар».

Обнажение Хакалар расположено на правом берегу р. Боярка, являющейся правым притоком р. Хета. Оно находится на 3 км выше по течению устья р. Хакалар и имеет протяженность более 1 км. В верхней по течению части обнажения его высота над урезом реки (у.р.) достигает 25-27 метров, постепенно опускаясь до 15 м над урезом реки при движении вниз по течению (рис. 3.2.2.).

В верхней по течению части разреза расчисткой 7145-2 вскрыты:

1. 0,5-3,5 м над у.р. – параллельно переслаивающаяся толща, сложенная мелкозернистыми светло-серыми и темно-серыми песками с прослоями сизо-коричневых алевритов первые сантиметры толщиной. Встречаются линзочки и флазеры растительного детрита. В нижней части расчистки вскрыты две косых серии мощностью 0,2 м. В верхней части расчистки видны текстуры нагрузки – выжатые вверх и разорванные прослой алевритов.

2. 3,5-6,5 м (видимая мощность) над у.р. – темно-серые и сизые глинистые алевриты и алевритистые глины с тонкой параллельной микрослоистостью через 0,4-0,5 м. В тонких прослоях (менее 1 мм толщиной) вскрыты створки двустворчатых моллюсков. В нижней части толщи параллельная слоистость становится ярко выраженной, появляются песчаные и алевритистые прослой первые сантиметры толщиной.

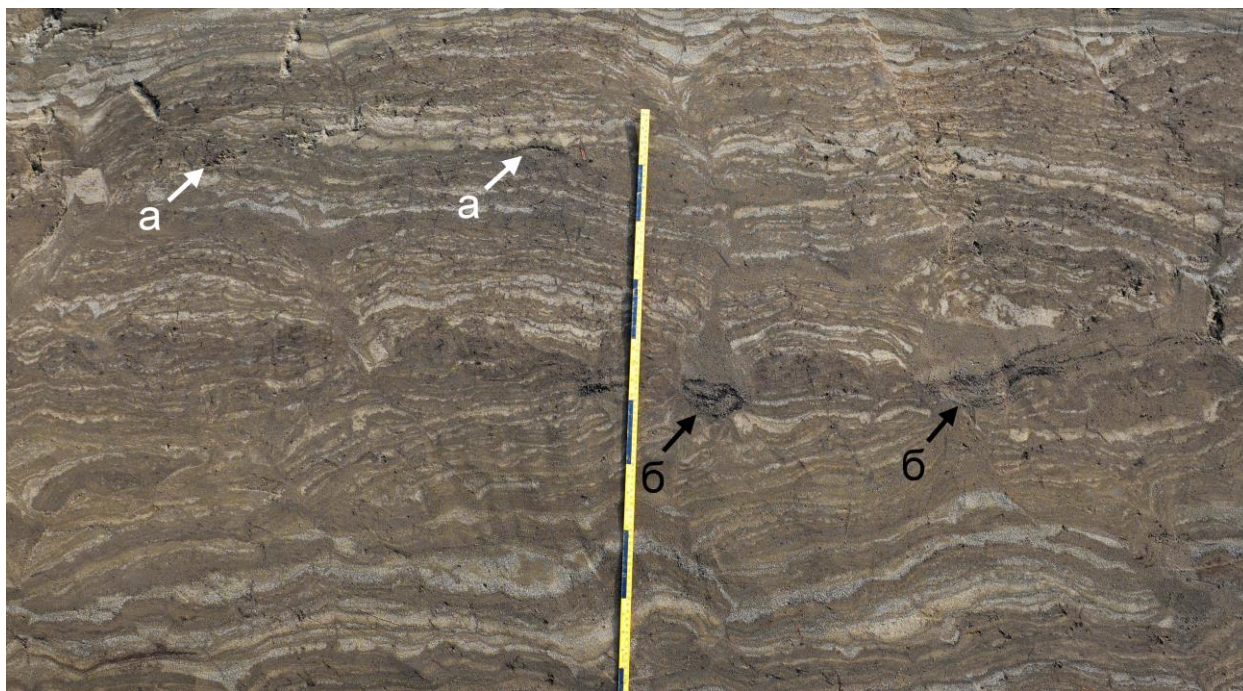


Рис. 3.2.1. Субазральная толща в расчистке 7145-1 с многочисленными псевдоморфозами по ледяным жилам, примазками растительного детрита (а) и катунами торфа (б) (фото Назаров Д.В.).

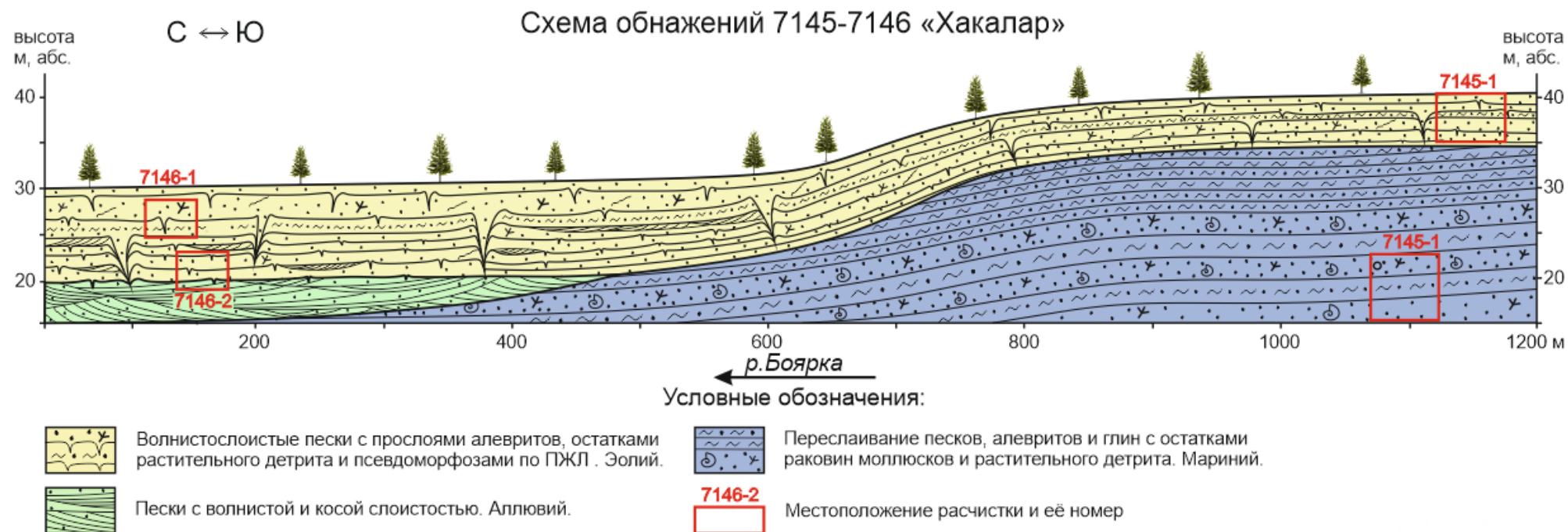


Рис. 3.2.2. Схема четвертичных отложений разреза Хакалар.

Основание расчистки 7145-1, заложенной в южной части обнажения, находится на высоте 21 м над у.в., ее высота составляет 4 м. Ей вскрыта толща параллельно переслаивающихся мелко-, средне- и крупнозернистых песков с песчаными алевритами, цвет отложений варьируется от светло-серого и серо-желтого до темно-серого (рис. 3.2.1.). Распространены линзы и примазки растительного детрита. Местами встречаются катуны торфа до 5 см в диаметре. Слоистость в толще волнистая, прерывистая, отмечены алевритистые прослои мощностью до первых сантиметров. В верхней части расчистки распространены многочисленные псевдоморфозы по морозобойным трещинам (рис. 3.2.1.) глубиной от десятков сантиметров до 1 метра и чуть более. Местами обнажаются линзы до 5-8 см толщиной с признаками кривой слоистости. В основании некоторых прослоев есть скопления мелкого гравия.

В нижней по течению части обнажения (7146) расчистками вскрыто 2 толщи.

Нижняя из них залегает от уреза воды до высоты 7,5 м над у.р. и представляет собой пески различной размерности с косыми сериями, волнистой и параллельной слоистостью. Контакт с вышележащей толщей резкий, прямой.

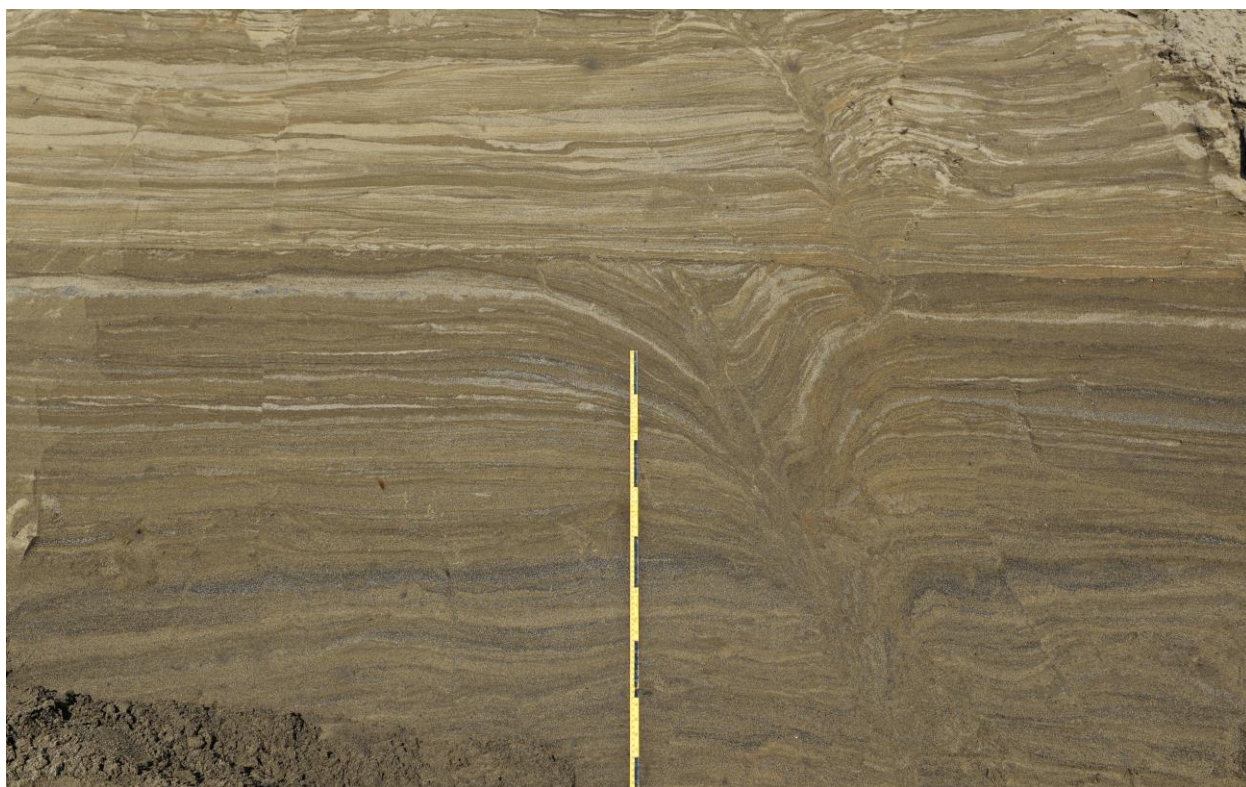


Рис. 3.2.3. Слоистость верхней толщи в расчистке 7146-2 и структуры псевдоморфоз по ледяным жилам и морозобойным трещинам (фото Назаров Д.В.).

Верхняя толща представляет собой параллельное переслаивание крупно-, средне- и мелкозернистых песков. Слоистость прерывистая, волнистая (рис. 3.2.3.). Наблюдаются

алевритистые прослои мощностью первые сантиметры и обратная градационная слоистость. На контактах песков и алевритов последние внедряются в пески текстурами нагрузки. Толща разбита многочисленными горизонтами псевдоморфоз по ледяным жилам и морозобойным трещинам (рис. 3.2.3.), достигающих глубины до 4 м. В нижней части толщи мощность алевритистых прослоев увеличивается, а также появляются единичные косые серии (рис. 3.2.4.). Крайне примечательны холмы, сформированные в местах скопления корнеходов растений, которые произрастали параллельно седиментации (рис. 3.2.4.). Очевидно, что они могли образовываться только в субаэральных условиях.

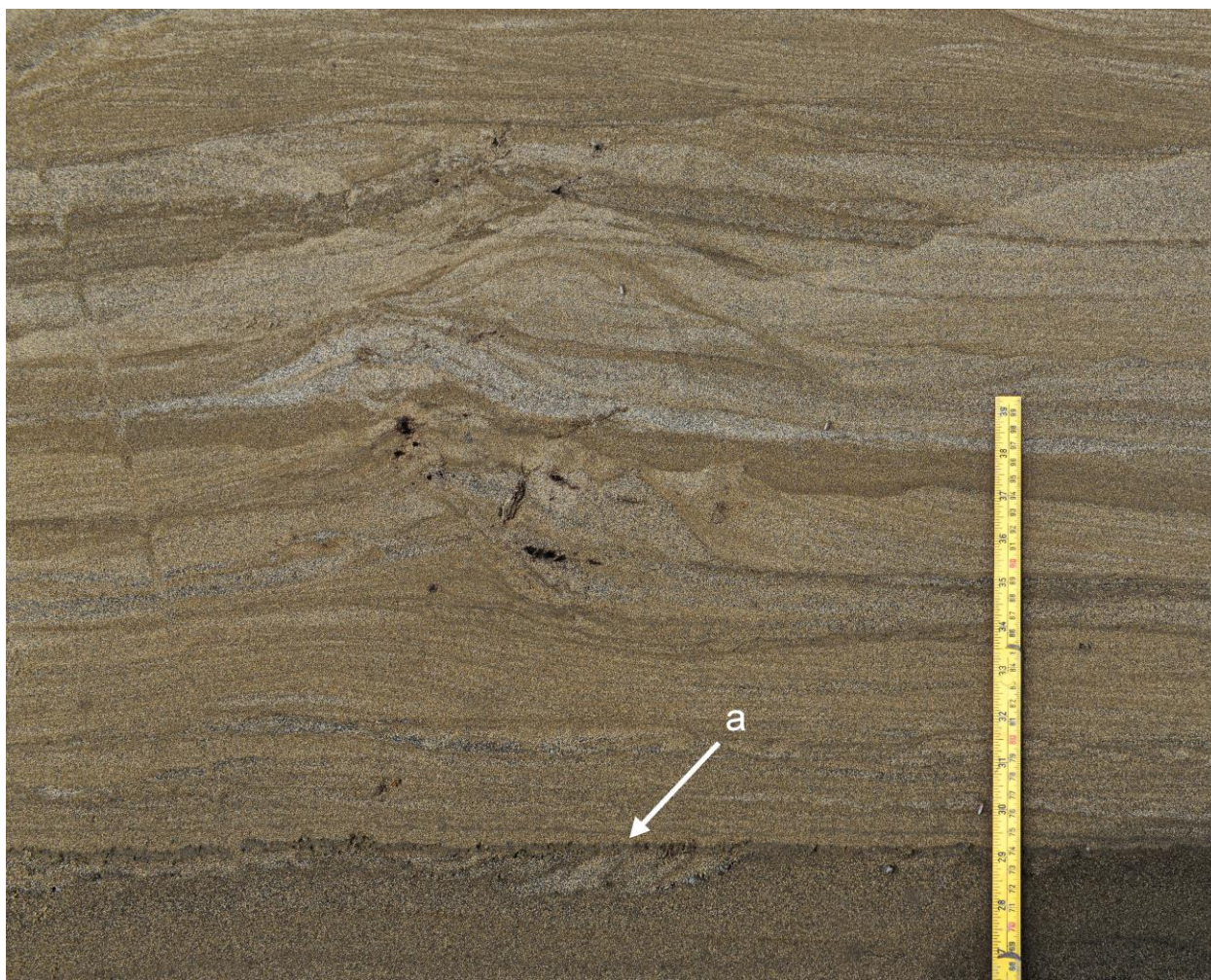


Рис. 3.2.4. Специфические холмы, являющиеся, вероятно, зачаточными дюнами, сформированными вокруг растений (в центре фотографии) и тонкий прослой с косыми сериями (а) (фото Назаров Д.В.)

Все структурные и текстурные признаки говорят об эоловом происхождении песчано-алевритистой толщи. По сравнению с наиболее типичными обнажениями лессовидного покровного комплекса, песчаные частицы в эоловой толще отличаются большей размерностью, что, вероятно, можно объяснить тем, что отложения в толще в

значительной степени перевеянные. Для подтверждения преимущественно эолового генезиса толщи, был проведен морфоскопический анализ (см. раздел 3.5) образца из расчистки 7145-1.

3.3. Обнажение «Кюрдегелях».

Обнажение Кюрдегелях расположено на левом берегу р. Хета в ее среднем течении на 4 км ниже впадения в нее р. Горелая, в 1,5 км от озера Кюрдегелях, по которому и было названо. Протяженность обнажения составляет более 1 км, высота его бровки достигает 20 м над у.р., общая высота поверхности – до 23 м над у.р. (рис. 3.3.2.). Вероятно, обнажение является останцом аллювиальной террасы древней Хеты. Отложения в разрезе вскрыты расчистками 7149-1 и 7149-2.

На высоте от 1 до 3 м. над урезом реки ниже границы расчисток обнажаются многочисленные косые серии мощностью до 60 см.

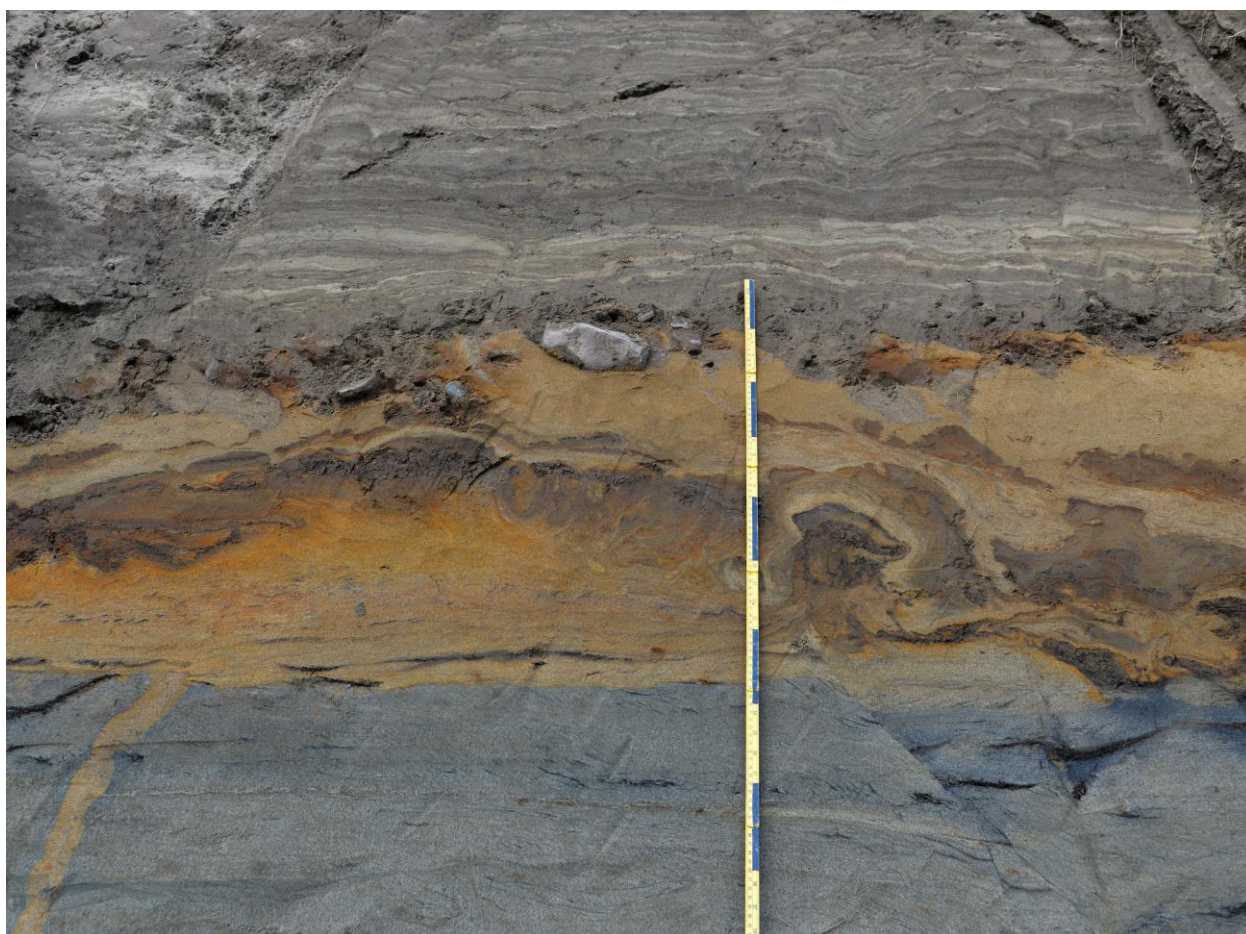


Рис. 3.3.1. Контакт между аллювиальной (снизу) и субэразальной (сверху) толщами с галькой и валунами в расчистке 7149-1 (фото Д.В. Назаров).

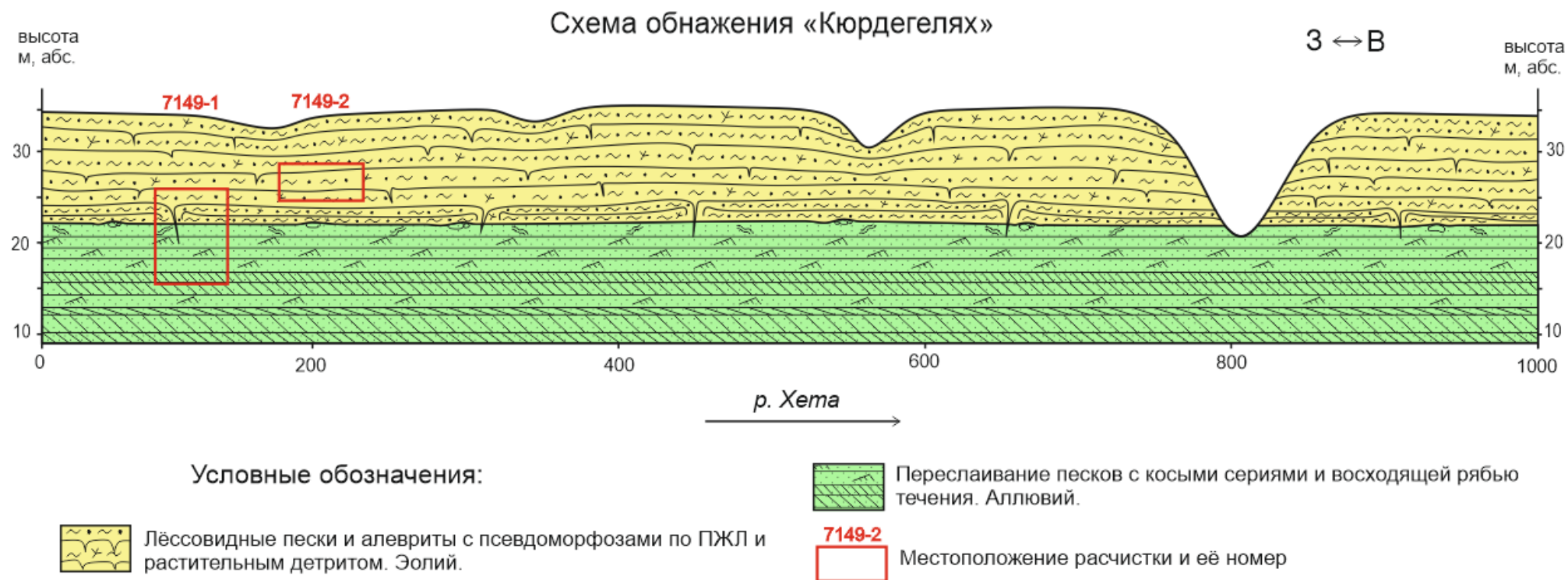


Рис. 3.3.2. Схема четвертичных отложений разреза Кюрдегелях.

Расчистка **7149-1** имеет основание на высоте 7 м над у.р., ее высота составляет 9,5 м. Она вскрывает 2 различные толщи:

1. 7-12 м над у.р. – среднезернистые и крупнозернистые пески с косыми сериями, между слоями которых содержится больше количество растительного детрита. Контакт с вышележащей толщей четко прослеживается. На контакте распространена галька и единичные валуны (рис. 3.3.1.).

2. 12-16,5 м над у.р – параллельно слоистые пески и алевриты с морозобойными трещинами, псевдоморфозами по повторно-жильным льдам и высоким содержанием растительной органики (рис. 3.3.3.). Слоистость неровная, волнистая, с текстурами нагрузки. Отмечено три прослоя темно-коричневого цвета, обильно насыщенных растительным детритом (рис. 3.3.3.) и вероятно, являющимися горизонтами погребенных почв.

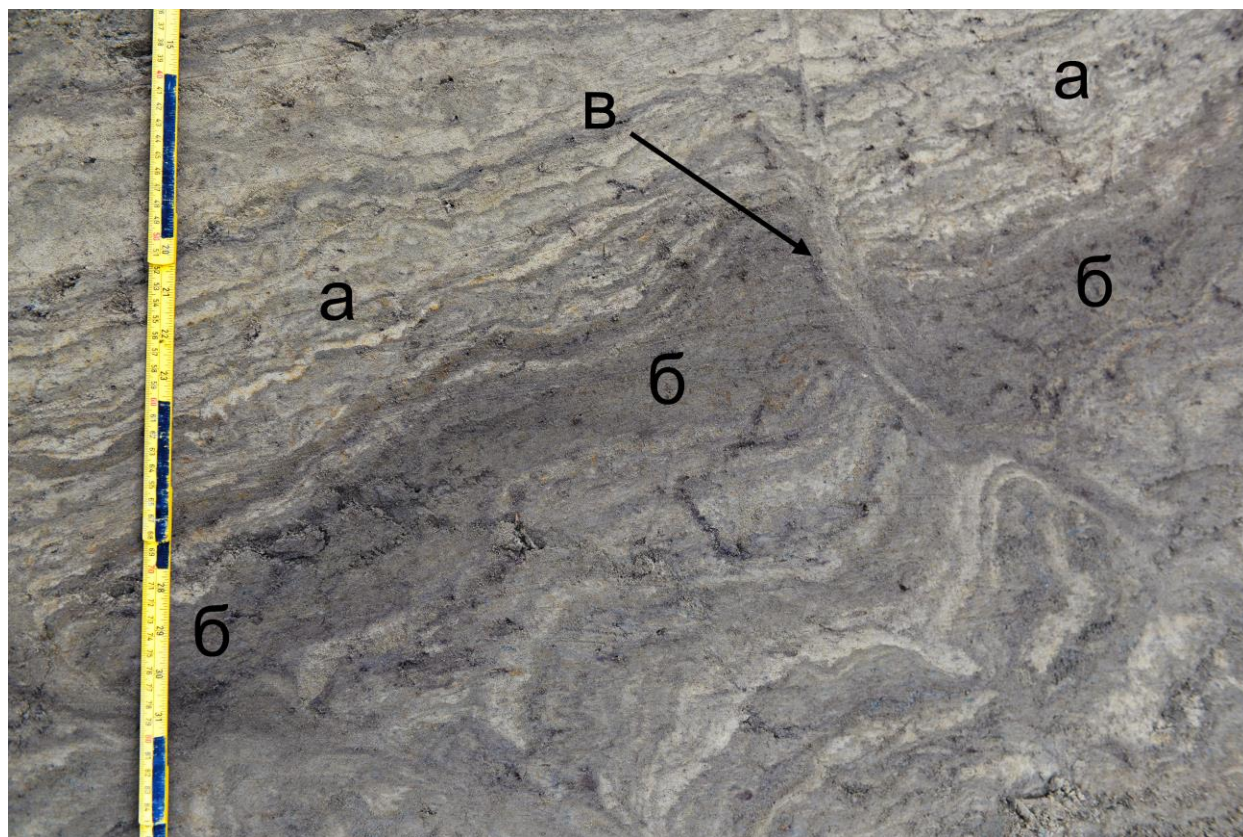


Рис. 3.3.3. Фрагмент песчано-алевритистой толщи с волнистой слоистостью (а). Ясно выделяется насыщенный детритом прослой, являющийся, вероятно, палеопочвой (б) и псевдоморфоза по морозобойной трещине (в).

Основание расчистки **7149-2** имеет высоту 14 м от у.р., ее высота составляет 1,5 м.

В нижней ее части залегают параллельно слоистые мелкозернистые пески и алевриты, разбитые псевдоморфозами по ледяным жилам (рис. 3.3.4, А). Выше наблюдается прослой массивных алевритистых песков той же размерности (мощность прослоя 0,3-0,4 м.), отличающийся темно-коричневым цветом и высоким содержанием растительной органики (рис. 3.3.4, Б). В верхней части расчистки вскрыты массивные пески и алевриты, аналогичные ниже залегающему прослою, но имеющие серо-коричневый цвет (рис. 3.3.4, В). Песок этого из слоя проникает в нижележащий прослой морозобойными трещинами (до 5-10 см в глубину).

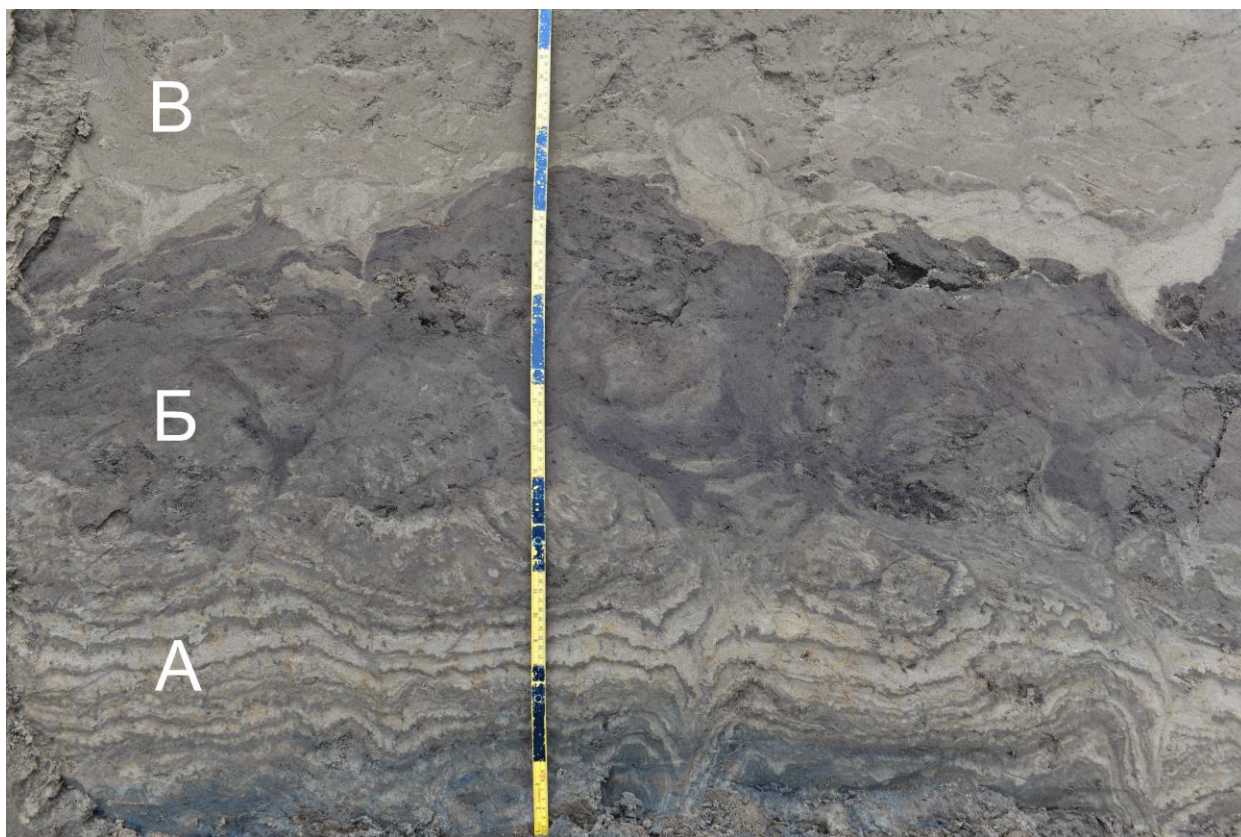


Рис. 3.3.4. Отложения, вскрытые расчисткой 7149-2: параллельно слоистые пески с псевдоморфозами (А), массивные темно-коричневые пески (Б) и массивные серо-коричневые пески (В).

Генезис толщи, вскрытой верхней частью расчистки 7149-1 и расчисткой 7149-2 по представленным выше структурным и текстурным признакам может быть надежно определен как эоловый.

3.4. Обнажение «Монгоктокон»

Обнажение Монгоктокон находится на правом берегу р. Котуй в её среднем течении на 3 км ниже впадения в нее р. Монгоктокон. Высота обрыва достигает 35 м над у.р., протяженность его составила около 1 км. Отложения в обнажении вскрыты пятью расчистками (рис. 3.4.2.). Описание приводится снизу вверх от уреза реки:

1. 0-18 м – рыхлый оскольчатый песчано-алевритистый диамиктон коричнево-черного цвета с рассеянными по всей толще частыми валунами и галькой. В нижней части толщи диамиктон песчаный, полосчатый, коричнево-серый (рис. 3.4.1.), местами с ярко выраженной субгоризонтальной отдельностью. Многочисленны валуны, глыбы, щебень, дресва, изредка встречается галька. Развиты текстуры обтекания валунов (рис. 3.4.1.), когда плоскости субгоризонтальной отдельности облекают отдельные гальки и валуны. Встречаются ленты сизо-белых песков с дресвой и щебнем; мощность лент составляет 0,1-0,3 м, они изгибаются по простиранию и выклиниваются. Местами диамиктон разбит полосами мощностью 0,1-0,2 м, падающими под углом 30°, которые, возможно, являются зеркалами скольжения вдоль взбросов. По периферии этих полос видны обрамляющие складки волочения.



Рис. 3.4.1. Полосчатый коричнево-серый диамиктон из расчистки 7179-4 с текстурами обтекания валунов и галек (фото Назаров Д.В.).

2. 18-30 м – Тонко-параллельно слоистые черно-серые ленточные глины с толщиной прослоев менее 0,5 мм. Характерны многочисленные рассеянные по разрезу дисковидные сидеритовые конкреции до 1 см толщиной и размером до 10-15 см см.

Схема обнажения 7179 «Монгоктокон»

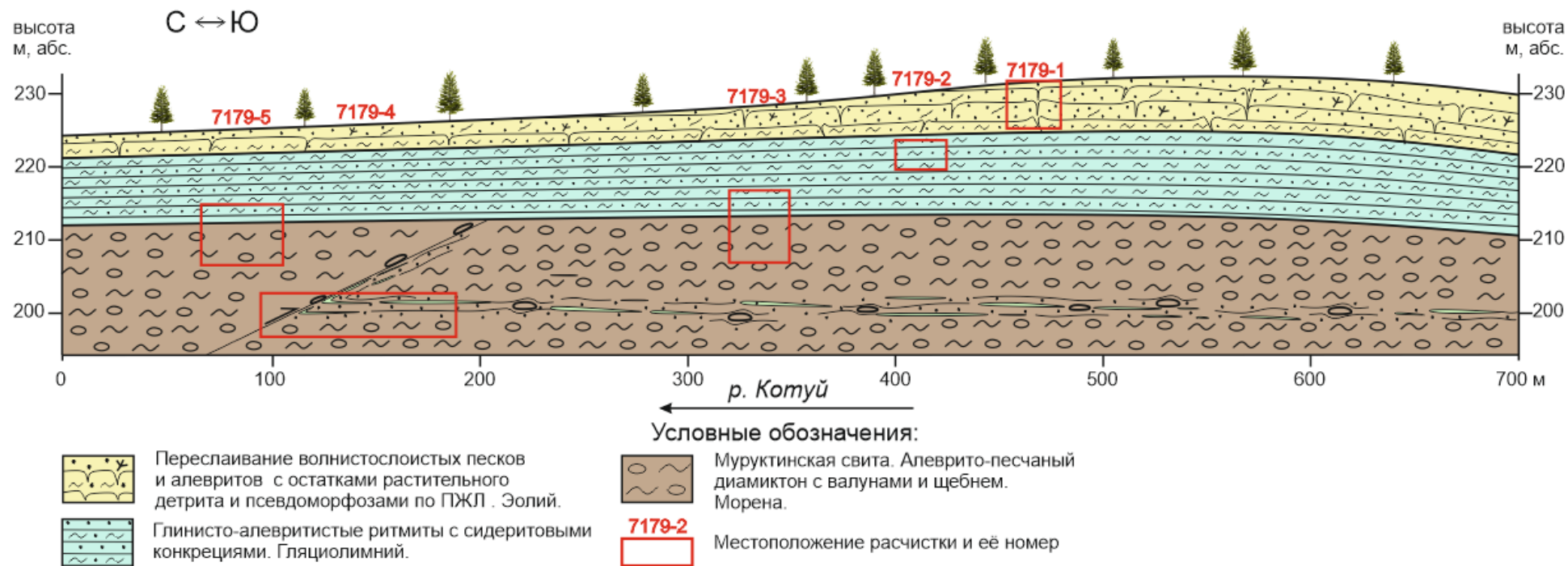


Рис. 3.4.2. Схема четвертичных отложений разреза Монгоктокон.

3. 30-34 м – Параллельно слоистые мелкозернистые палевые алевроиты с линзами и прослоями мелко- и среднезернистого песка мощностью до 2-3 см (рис. 3.4.3.). Мощность песчаных прослоев возрастает вверх по разрезу. Редко встречаются линзы растительного детрита (мощностью менее 1 см и шириной до 0,3 м.). Слоистость в толще слабоволнистая. Распространены многочисленные мелкие (до 0,2 м в глубину) псевдоморфозы по морозобойным трещинам и жильным льдам, однако отмечены и псевдоморфозы глубиной до 1,5 м.

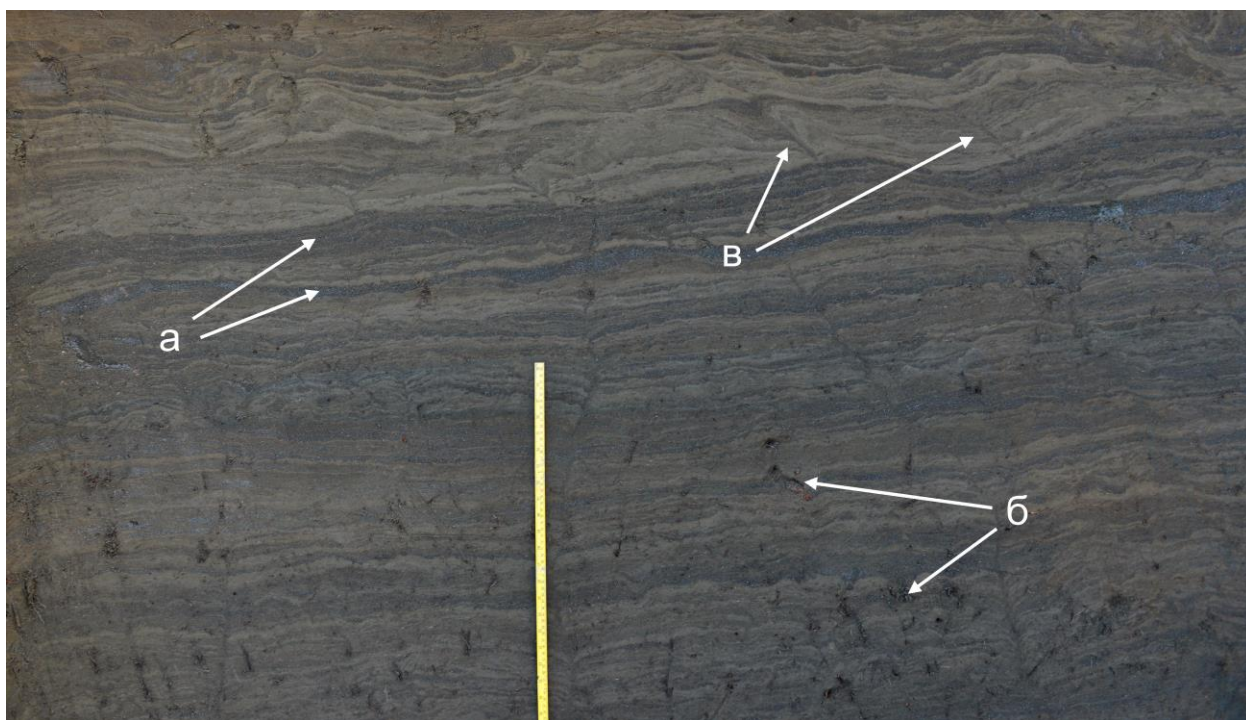


Рис. 3.4.3. Фрагмент расчистки 7179-1 с параллельной слоистостью алевроитов, песчаными прослоями (а), растительным детритом (б) и многочисленными псевдоморфозами по морозобойным трещинам (в).

По ряду структурных и текстурных признаков верхняя толща была интерпретирована как эоловая. Для верификации ее эолового генезиса для образца из данной толщи был проведен морфоскопический анализ (см. раздел 3.5).

Следует заметить, что в среднем течении р. Котуй протекает по Ессейской котловине, которая не относится ни к Западной Сибири, ни к Северо-Сибирской низменности. Однако изучение обнажения показало наличие покровного комплекса эолового происхождения, сходного с подобными образованиями в других описанных обнажениях. В связи с этим фактором, а также с тем, что автор принимал непосредственное участие в описании и опробовании обнажения в полевых условиях и

располагает образцами, отобранными из субаэральной толщи, описание этого разреза приведено в рамках данной работы.

3.5. Морфоскопический анализ песчаных кварцевых зерен.

3.5.1. Методика исследования. Из проб, отобранных при проведении полевых работ были выделены образцы для проведения морфоскопического анализа.

Отобранные образцы в камеральных условиях были отмыты и разделены ситовым методом на фракции 125-250 мкм и 250-500 мкм. В связи с мелкой размерностью зерен в имеющихся образцах, выделение более крупных фракций, являющихся более информативными для целей диагностики (Velichko and Timireva, 1995), не представлялось возможным, при этом для некоторых из изучаемых образцов из-за мелкой размерности частиц фракцию 250-500 мкм выделить также не удалось. После деления на фракции, из каждой из них были произвольно выбраны 50 кварцевых зерен из каждого изучаемого образца. Каждое из зерен было изучено под бинокулярным микроскопом при увеличении от $16\times$ до $90\times$, а наиболее представительные зерна были сфотографированы. Для каждого из исследуемых зерен был определен и зафиксирован в специальной матрице тип поверхности и класс окатанности.

Для оценки окатанности зерен использовалась пятибалльная шкала А.В. Хабакова (1946) и трафарет Л.Б. Рухина (1969). Для каждой фракции всех образцов коэффициент окатанности рассчитывался по формуле Р. Рассела и Р. Тейлора (Russell and Taylor, 1937):

$$Q = \frac{0 \cdot n_0 + 1 \cdot n_1 + 2 \cdot n_2 + 3 \cdot n_3 + 4 \cdot n_4}{n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4} \times 25\%$$

где n_0, n_1, n_2, n_3, n_4 – число зерен, относящихся к каждому из классов окатанности (с нулевого по четвертый).

Степень матовости вычислялась по формуле (Величко и др, 2007):

$$C_m = \frac{0 \cdot \Gamma + 0,25 \cdot 0,25M + 0,5 \cdot 0,5M + 1 \cdot M}{\Gamma + 0,25M + 0,5M + M} \times 100\%$$

где Γ – количество зерен с глянцевой поверхностью, $0,25M$ – с четвертьматовой, $0,5M$ – с полуматовой, M – с матовой.

Также большое внимание уделяется текстурам, имеющимся на поверхности зерен, которые характеризуются с использованием генетической классификации (Величко и Тимирева, 2002; Vos et. al., 2014; Konopinski et. al., 2012; Kenig, 2006).

Всего было исследовано 5 образцов из 5 пачек отложений, представленных в 5 различных обнажениях.

3.5.2. Результаты исследования.

Анализ образцов из лессовидного покровного комплекса. Образцы эолового генезиса были выбраны из трех различных районов северной Сибири (рис. 3.0.1.): Гыданского полуострова (р. Юрибей, обнажение Меркуто), Северо-Сибирской низменности (р. Боярка, обнажение Хакалар), Ессейской котловины (р. Котуй, обнажение Монгоктокон). Во всех случаях отложения классифицировались как относящиеся к субаэральному комплексу и занимали верхнее стратиграфическое положение в разрезе.

Для этих образцов характерна достаточно хорошая окатанность зерен с преобладанием 2 и 3 классов окатанности и с незначительным участием (в отдельных образцах – полным отсутствием) зерен более низких классов (рис. 3.5.2.1.). Коэффициент окатанности во фракции 125-250 мкм варьируется от 55,5% до 67,5%, а в образце из обнажения Хакалар (р. Боярка) во фракции 250-500 мкм он достигает 74%.

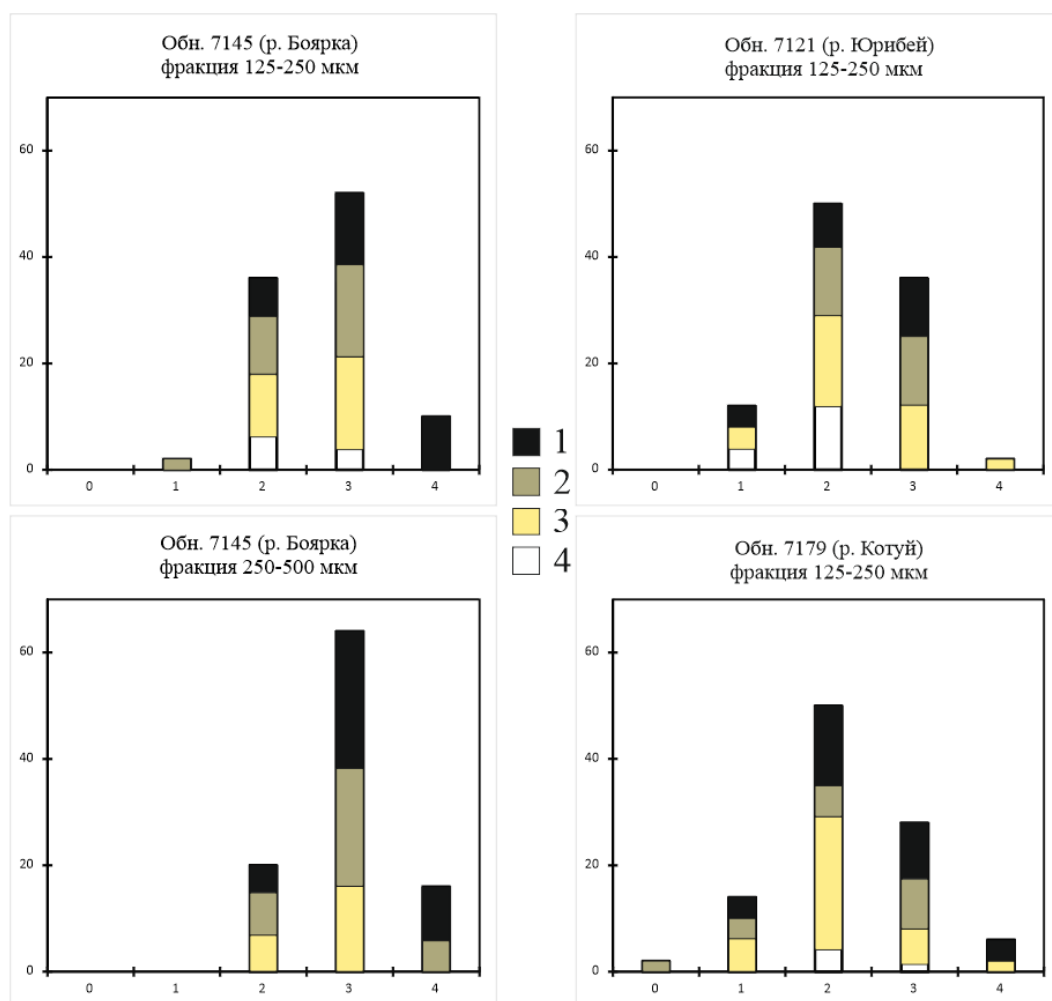


Рис. 3.5.2.1. Распределение кварцевых зерен из субэвральской толщи по классам окатанности и степени матовости. Тип поверхности: 1-матовая, 2-полуматовая, 3-четвертьматовая, 4-глянцевая.

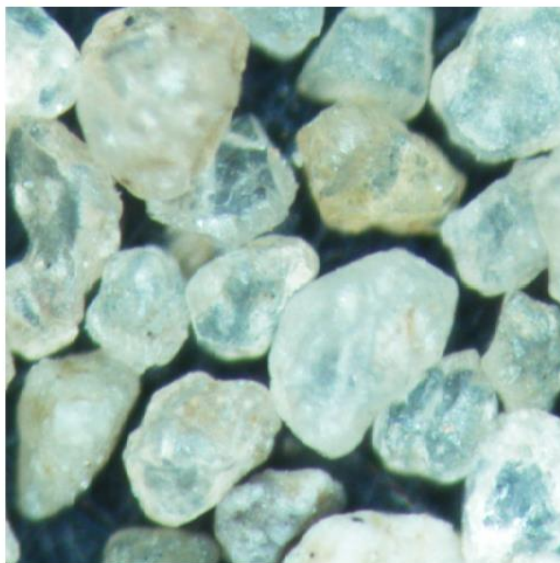
Заметна и матовость зерен: во фракции 125-250 мкм она различается в пределах от 33 до 44%. В более крупной фракции в образце с р. Боярка коэффициент матовости существенно выше и составляет 55%. Таким образом, тогда как в более мелкой из исследуемых фракций широко распространены как матовые, так и полу- и четвертьматовые зерна, в образце более крупной размерности доминируют уже полуматовые и матовые, а глянцевые отсутствуют вовсе. Это подтверждает большую подверженность крупных фракций механической обработке и как следствие их большую информативность для диагностики.

Во всех вышеперечисленных образцах значительна доля хорошо обработанных зерен со сглаженными краями (рис.3.5.2.2.), а также имеются выраженные текстурные особенности, которые позволяют реконструировать процессы, воздействующие на их форму на последних этапах переработки и отложения.

Обн. 7145 (р. Боярка); фракция 125-250 мкм



Обн. 7121 (р. Юрибей); фракция 125-250 мкм



Обн. 7145 (р. Боярка); фракция 250-500 мкм



Обн. 7179 (р. Котуй); фракция 125-250 мкм

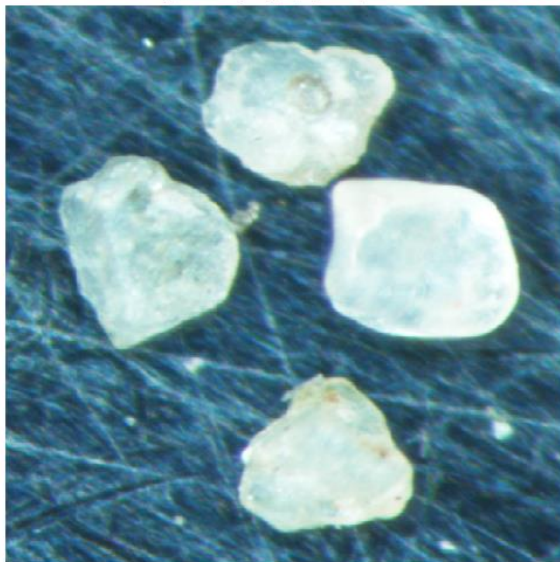


Рис. 3.5.2.2. Кварцевые зерна из исследуемых образцов лессовидного покровного комплекса.

Поверхность большинства зерен из лессовидных покровных толщ содержит признаки активной эоловой деятельности (рис. 3.5.2.3.), такие как микроямочность, которая возникает в воздушной среде в результате точечных соударений (Doornkamp and Krinsley, 1973). Микроямочностью покрыты как выпуклые участки зерен, так и впадины. На поверхности некоторых зерен присутствуют также выбоины различной формы, микросколы, внутренние трещины, которые могли быть образованы в результате воздействия мерзлотных процессов уже после отложения зерен.

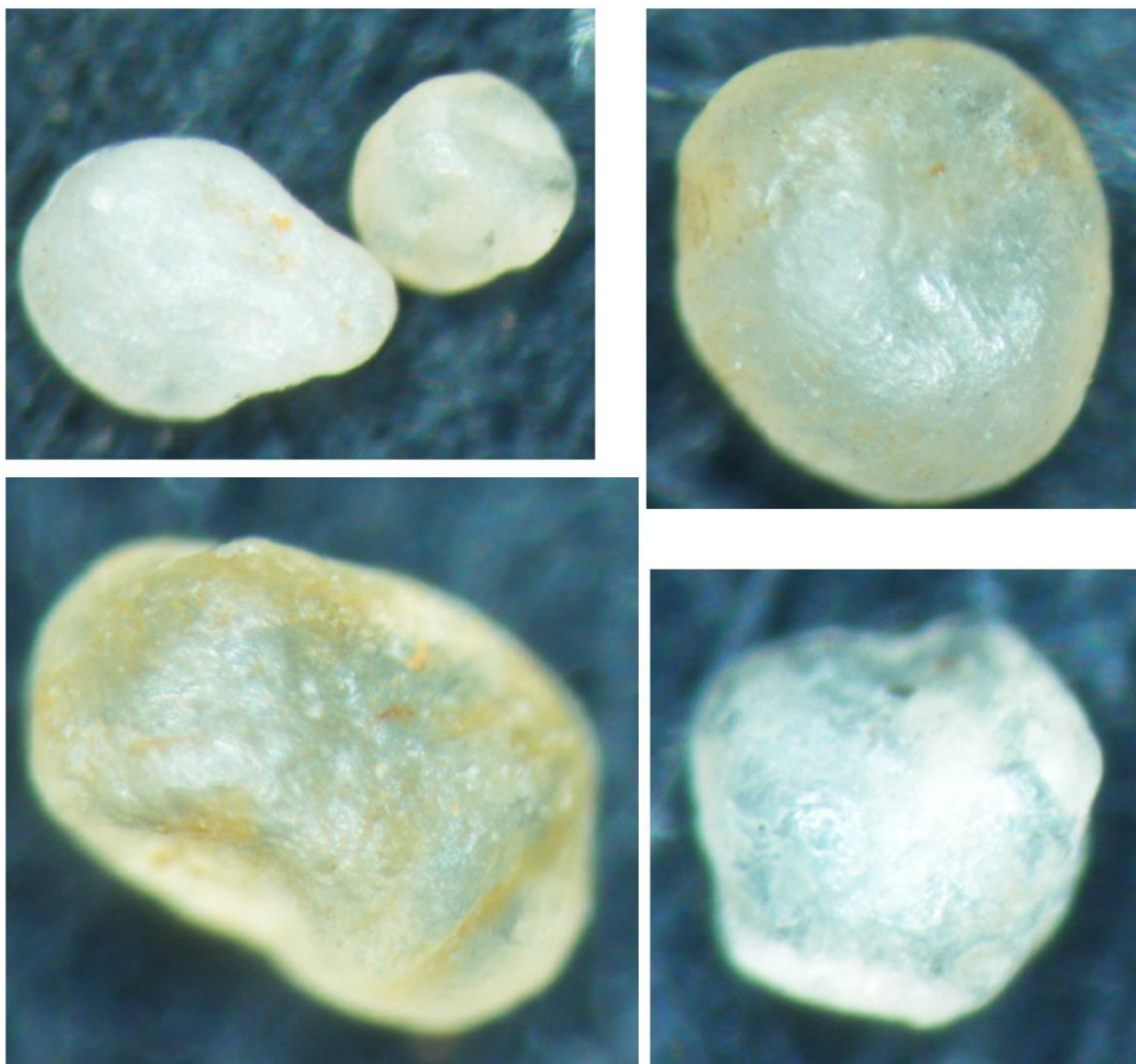


Рис. 3.5.2.3. Текстурные особенности зерен лессовидного комплекса

Характер обработки зерен в образцах эоловых толщ с р. Юрибей и р. Котуй свидетельствует о воздействии субаэральных процессов, однако эоловый фактор лишь ограниченно влиял на первичную форму зерен. В этих образцах присутствуют зерна с разнообразным обликом и характером поверхности. Поверхность у них различается от глянцевой до матовой, однако содержание глянцевых зерен невелико. Наблюдается преобладание 2 класса окатанности зерен, на поверхности многих зерен имеются депрессии различной формы, грубые сколы.

Характер обработки зерен из данных образцов предполагает воздействие субаэральных процессов с умеренным влиянием эолового фактора, лишь ограниченно повлиявшего на форму зерен. Вероятно, эти отложения были сформированы в иных средах и были впоследствии несколько переработаны эоловыми процессами.

В отличие от них, зерна из золотой толщи на р. Боярка имеют более высокие коэффициенты окатанности и матовости. Преобладают матовые и полуматовые зерна, а глянцевые практически отсутствуют. Наблюдается значительное преобладание частиц 3 класса окатанности. Более округлая форма зерен и выраженная золотая обработка поверхности в виде микроямочности (следствие соударений зерен при переносе в воздушной среде), которой покрыта практически вся поверхность большинства зерен, являются убедительным доказательством более длительного и активного золотого процесса, нежели в образцах из других мест. Судя по данным факторам, эти зерна проходили обработку в воздушной среде не только в период отложения в текущей золотой толще, но и в предыдущие этапы.

Анализ образцов из субаквальных отложений. Образцы из пачек водно-осадочного происхождения были отобраны из обнажений на Гыданском полуострове (рис. 3.5.2.4.) на р. Юрибей: из параллельнослоистой толщи морских отложений – обн. 7118, а также из спокойной фации аллювия, также отличающейся параллельной слоистостью – обн. 7111.



Рис. 3.5.2.4. Точки отбора исследуемых проб отложений водно-осадочного происхождения.

Окатанность в образцах этой группы несколько ниже, нежели в субаэральных: в пробе из обнажения 7111 этот показатель составляет 53%, из обнажения 7118 – от 44 до 46% в различных фракциях (рис. 3.5.2.5.).

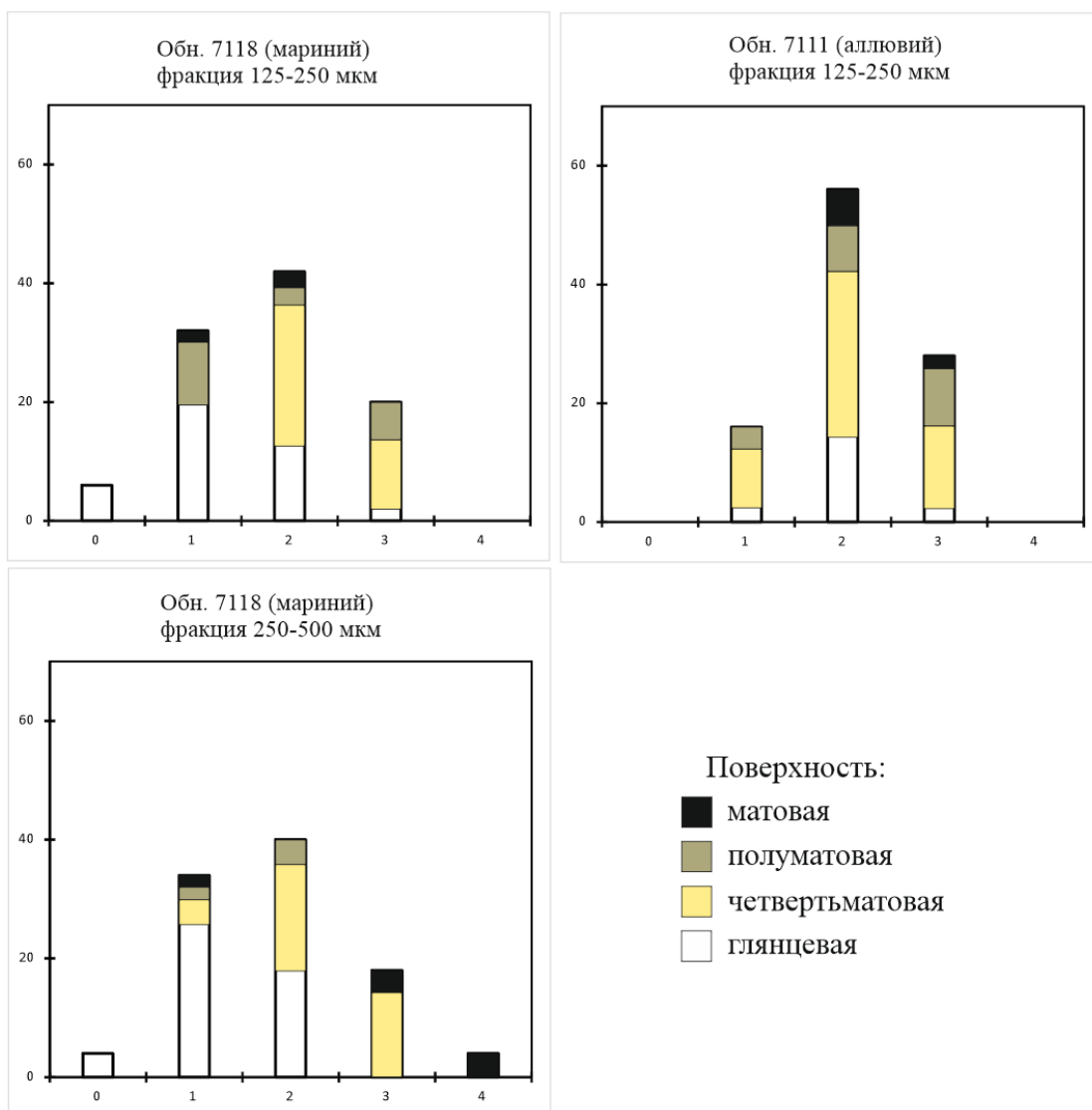
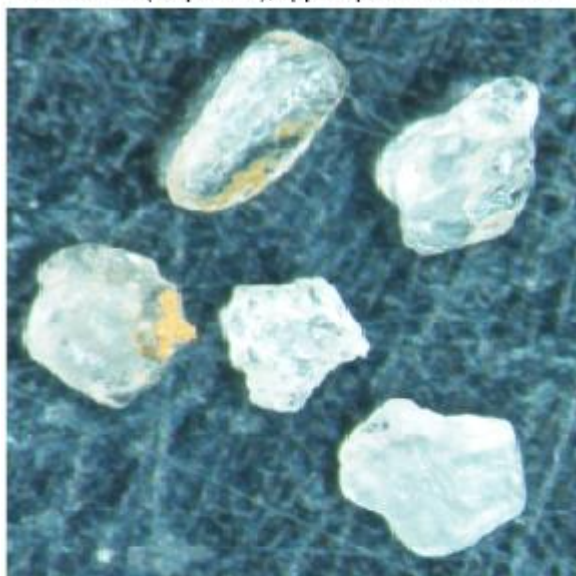


Рис. 3.5.2.5. Распределение кварцевых зерен из водно-осадочных толщ по классам окатанности и степени матовости.

Однако, наиболее явно отличия зерен из этой группы от зерен из лессовидной толщи проявляются в различии в степенях матовости. Для зерен из аллювия (обн. 7111) коэффициент матовости составил 25%, а среди зерен из мариния (обн. 7118) он составил 14% во фракции 125-250 мкм и 8% во фракции 250-500 мкм соответственно. В этих образцах глянцевые и четвертьматовые зерна составляют от 66 до 88% от всех изученных (рис.3.5.2.6.).

Обн. 7118 (мариний); фракция 125-250 мкм



Обн. 7111 (аллювий); фракция 125-250 мкм



Обн. 7118 (мариний); фракция 250-500 мкм



Рис. 3.5.2.6. Кварцевые зерна из исследуемых образцов из водно-осадочных толщ.

Поверхность исследуемых зерен из субаквальных сред коренным образом отличается от поверхности зерен лессовидного комплекса. Большинство зерен имеют гладкую поверхность с наличием поверхностных текстур, типичных для зерен, подвергшихся обработке в водных средах: длинные серпообразные желобки, продолговатые углубления и сколы, особенно ярко представленные на зернах из морских отложений (рис. 3.5.2.7; Krinsley, Doornkamp, 1973).

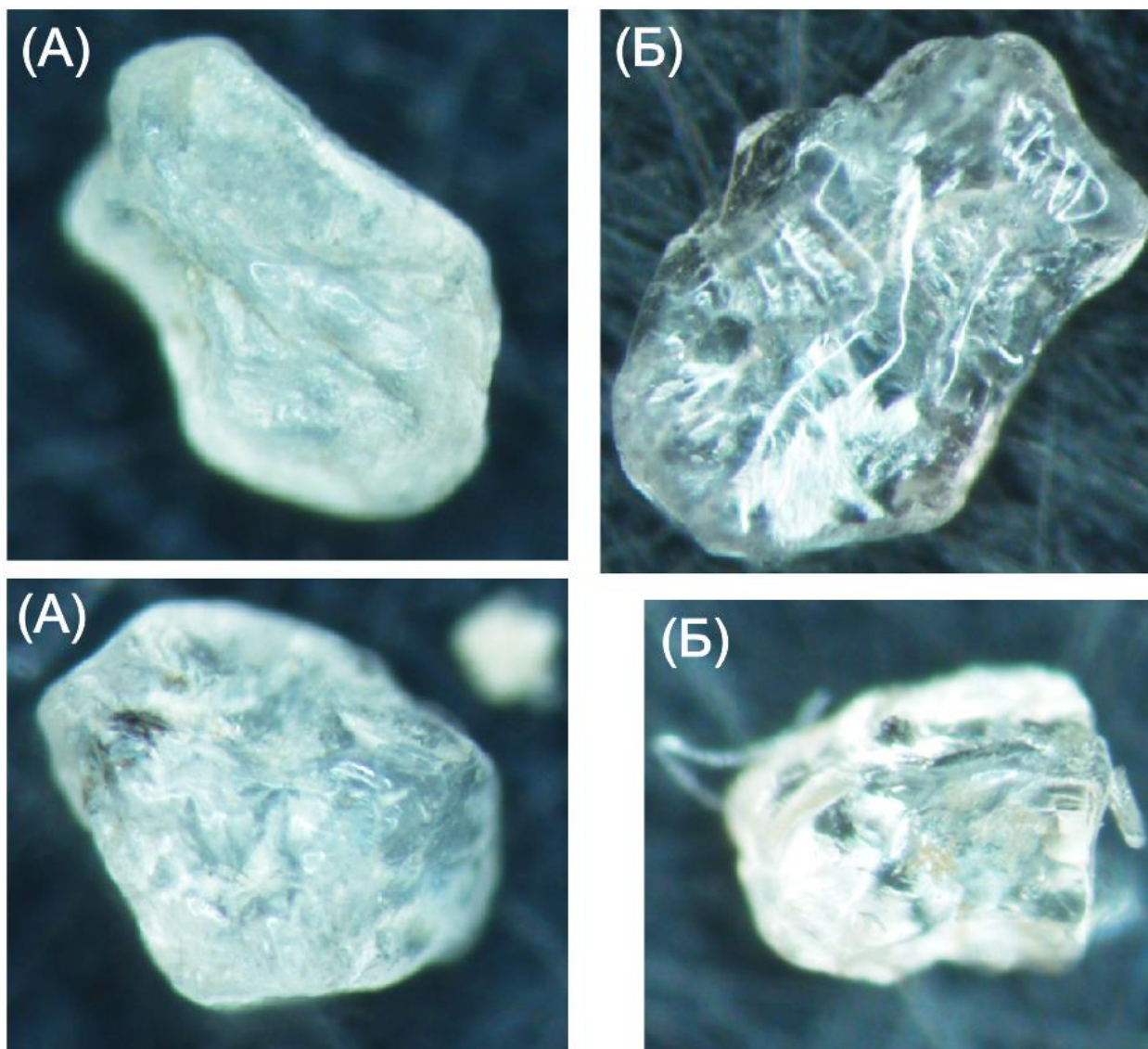


Рис. 3.5.2.7. Текстурные особенности зерен из водно-осадочной аллювиальной (А) и морской (Б) толщ.

По результатам анализа зерен из водно-осадочных пачек можно сделать вывод о принципиально иных процессах, формирующих их облик, нежели в случае эоловых отложений. Более низкая окатанность зерен, крайне низкая степень матовости, а также характерные поверхностные текстуры являются важным фактором, дающим представление о формировавших данные отложения процессах.

Таким образом, путем морфоскопического анализа кварцевых зерен была установлена различная природа процессов, формирующих отложения из эоловых и водно-осадочных толщ. Было выявлено влияние эолового процесса на форму зерен из лессовидных толщ, при этом в толще с р. Боярка эоловые процессы оказали большее влияние на форму и поверхностные текстуры зерен.

Глава 4. Палеонтологическая характеристика субэзрального комплекса

Важным методом реконструкции климата предыдущих эпох выступает изучение палеонтологических находок. Анализ видового состава флоры и фауны территории, а также датирование останков животных позволяют с большей точностью реконструировать природные и климатические условия рассматриваемого временного промежутка.

4.1. Палеоботанические данные

Спорово-пыльцевой анализ является главным методом реконструкции растительного покрова для четвертичного периода. Результаты этого анализа оказали сильное влияние на развитие знаний об особенностях климата и растительности плейстоцена. Спорово-пыльцевые данные позволили установить закономерности распространения видов в прошлом, происхождение и этапы распространения современных видов, ответные реакции растительности на климатические изменения (Seppa, 2007).

Растения являются источником пыльцы; одним гектаром леса испускается миллиарды зерен пыльцы (Pohl, 1937), которые эффективно транспортируются ветром. По этой причине пыльца широко распространена в морских, озерных и сухопутных отложениях. Данный вид анализа широко используется в интересах стратиграфии и палеогеографии. Принципиальной методологической сложностью здесь является активный ветровой разнос: большая часть пыльцы, испускаемая единым источником, отлагается в радиусе 1 км, однако ее незначительная часть подвержена длительной транспортировке в атмосфере на большие, теоретически бесконечные расстояния. По этой причине может быть сложно установить, являются ли малые концентрации определенной пыльцы отражением низкого содержания вида в исследуемом районе, либо пыльца принесена из отдаленных районов с более высокой концентрацией растений данного вида (Davis, 2000).

Помимо спорово-пыльцевого анализа, важным методом палеоэкологических исследований является анализ ископаемых остатков растений, разработанный в начале 20 века. Данный метод отличается относительной простотой, однако он требует глубоких ботанических знаний и навыков определения видов. Для исследования подходят частицы растений, хорошо различимые невооруженным глазом (их размеры могут варьироваться от 0,5 мм до огромных древесных стволов, однако типичный размер исследуемых частиц составляет до 2 мм). Образцы изучаются под микроскопом, как правило с увеличением от $10\times$ до $40\times$. В настоящее время анализ останков растительности незаменим в

палеогеографических исследованиях, являясь также основным методом палеоботаники (Birks, 2007).

Пыльцевые спектры в дельте р. Лены указывают на крайне холодные и засушливые летние климатические условия в последний ледниковый максимум (Andreev et al., 2011). Кроме того, ископаемые остатки арктических видов растений и растений-пионеров предполагают наличие более холодных зим, нежели современные, с очень тонким или полностью отсутствующим снежным покровом во время последнего ледникового максимума (Kienast et al., 2005). На Таймырском полуострове данные в течение этого периода отличаются крайней схожестью с вышеуказанными (Andreev et al., 2002; Kienast et al., 2001).

Результаты спорово-пыльцевого анализа из опорных точек арктической части Восточной Сибири в целом отражают сходный видовой состав. Однако, по мере движения на запад, отмечается повышение доли пыльцы рода *Artemisia*, что, вероятно, отражает изменение локальных климатических условий и уменьшение аридности климата при движении к западу (Kienast et al., 2005).

Наиболее характерной чертой арктической растительности в эпоху последнего максимума оледенения является сосуществование степных видов (*Linum perenne*, *Artemisia frigida*, *Allium schoenoprasum*, *Alyssum obovatum*, *Potentilla stipularis*, *Silene repens*, *Androsace septentrionalis*, *Phlox sibirica*, *Koeleria cristata*) с аркто-альпийскими растениями (*Kobresia myosuroides*, *Dryas*, *Potentilla nivea*, *Thalictrum alpinum*, *Ranunculus affinis*). Данная комбинация подтверждает наличие в этих районах так называемой «тундростепи», «мамонтовой степи», или «степной тундры», неразрывно связанной с мамонтовой фауной, обитавшей в данной зоне. Тундростепь не имеет аналогов среди ныне существующих природных зон, однако сохранились отдельные места с реликтовой растительностью, присущей данной зоне, в первую очередь в горных районах Якутии, где за счет высокой континентальности климата господствуют низкие среднегодовые температуры (рис. 4.1.2; Yurtsev, 1982, 2001).

Тундростепная растительность отличалась мозаичным распространением и, в соответствии с результатами спорово-пыльцевых анализов, образовывала потенциально продуктивные луга с присутствием таких видов, как *Puccinellia*, *Hordeum brevisubulatum*, *Elytrigia*, *Festuca*, *Poa*. Эти злаки типичны для засоленных пойм и указывают на сезонные изменения уровня грунтовых вод и засоление почв в связи с высоким испарением. Следы присутствия растений, обитающих на берегах усыхающих озер (такие как *Rumex*

maritimus, *Chenopodium*, *Tephrosia palustris*, *Stellaria crassifolia*) также указывают на колебания их уровня в связи с высоким испарением в аридных условиях.



Рисунок 4.1.2. Фото слева - гольцовый пояс в высотной поясности хребта Черского. Количество осадков здесь слишком мало, чтобы поддерживать существование круглогодичного снегового покрова или ледника. Фото справа – соседство степных и высокогорных растений (*Festuca kolymensis* и *Dryas punctata*) (фото F. Kienast).

Другими типичными компонентами в тундростепной зоне в соответствии с результатами спорово-пыльцевых анализов являются такие растения-пионеры, как *Paraver Sect. Scapiflora*, *Draba*, *Cerastium*, *Minuartia rubella*, *Selaginella*, обитавшие на открытых пространствах с прерывистым почвенным покровом. Болотные виды, представленные в спектрах пыльцой *Carex Sect. Phacocystis*, *Eriophorum scheuchzeri*, *Eriophorum brachyantherum* играли незначительную роль в общем растительном покрове (Kienast, 2013).

Несмотря на то, что флористические данные указывают на суровые условия для роста растительности во время ледникового максимума, растительный покров был по меньшей мере локально достаточно продуктивен, чтобы поддержать существование популяции крупных травоядных и, вследствие этого, и существование человека (Pitulko et al., 2004). Однако спорово-пыльцевые данные из отложений, датированных заключительной частью ледникового максимума (19,5-15,5 т.л.н.) идентифицируют значительное смягчение климата относительно предыдущих тысячелетий (Andreev et al.,

2002; Schirrmeister et al., 2002, 2008). В раннем голоцене спорово-пыльцевые спектры отмечают сильное увеличение содержания пыльцы карликовой и пушистой березы, кустарниковой ольхи и верескоцветных видов (Sher et. al., 2005).

По результатам недавних исследований в урочище Мамонтова Хаята в дельте р. Лена (Sher et. al., 2005) были исследованы спорово-пыльцевые спектры за последние 45 тыс. лет, в том числе, был подробно проанализирован интервал 24-15 т.л.н., то есть время максимального распространения поздневислинского покровного оледенения. Отмечена высокая доля пыльцы представителей арктических и тундровых видов, также встречалась пыльца ксерофилов. Следов произрастания таежной растительности отмечено не было. Велика доля травянисто-луговых сообществ с наибольшей концентрацией спор *S. Rupestris*. В целом, в течение всего периода последнего ледникового максимума, пыльцевые спектры демонстрируют большое сходство растительности этого периода с флорой предыдущих десяти тысячелетий: доминирование засухоустойчивых тундровых и ксерофильных видов (Kienast, 2002). В рамках этого же исследования был проведен анализ растительных останков. В каждом из образцов было в среднем изучено 25-30 видов, относящихся к различным экологическим группам. Наиболее яркой отличительной чертой большей части позднеплейстоценовых образцов явилось широкое распространение растений-ксерофилов, некоторые из которых до сих пор сохранились в реликтовых тундростепных сообществах. Однако мезофильные и водные растения также представлены довольно широко (Sher et. al., 2005). Данное видовое соотношение может быть объяснено наличием травянисто-луговой растительности, которая, однако, значительно отличалась качественно, в зависимости от условий увлажнения. Ландшафты варьировались от крайне сухих, вероятно с разреженным растительным покровом, до влажнотундровых с небольшими водоемами. Сообщества с высоким содержанием водных и прибрежных растений были представлены лишь ограниченно (Kienast, 2002).

4.2. Палеофаунистические данные.

Изучение видового состава энтомофауны. Останки насекомых распространены достаточно широко в четвертичных отложениях северных частей Сибири. Они подвержены наибольшей сохранности при залегании в толщах алевроитов, насыщенных растительным детритом. В данном регионе высокая сохранность останков объясняется обилием тонкозернистых отложений, а также наличием вечной мерзлоты.

Сложностью для применения метода является низкое содержание останков насекомых в отложениях: для получения репрезентативных данных требуется, чтобы

выборка включала не менее 100 особей насекомых, что означает, что при средней концентрации останков в отложениях требуется переработка до 60 кг материала, а при низкой концентрации – до 200 кг и более. Принимая во внимание все сложности и высокую стоимость работ в арктическом регионе, требуется до нескольких недель, чтобы обработать 20-30 образцов. Вкупе с высокой стоимостью транспортировки в регионе для уменьшения массы образцов их обработка и фотографирование производится в полевых условиях. Идентификация видов на севере Сибири крайне сложна из-за низкой изученности таксономии и ареалов распространения современных видов в связи с низкой освоенностью региона и его удаленностью от цивилизации.

Метод изучения останков жуков активно развивается на протяжении последних четырех десятилетий, в течение которых было проанализировано довольно большое число образцов в различных частях Сибири, однако на огромных площадях между устьем р. Оби и дельтой р. Лена таких исследований совершенно не проводилось. Восточнее дельты р. Лены число таких исследований увеличивается, однако в основном они проводились вблизи побережий Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых, тогда как континентальные районы слабо изучены (рис 4.2.1.1.; Sher, Kuzmina, 2007).

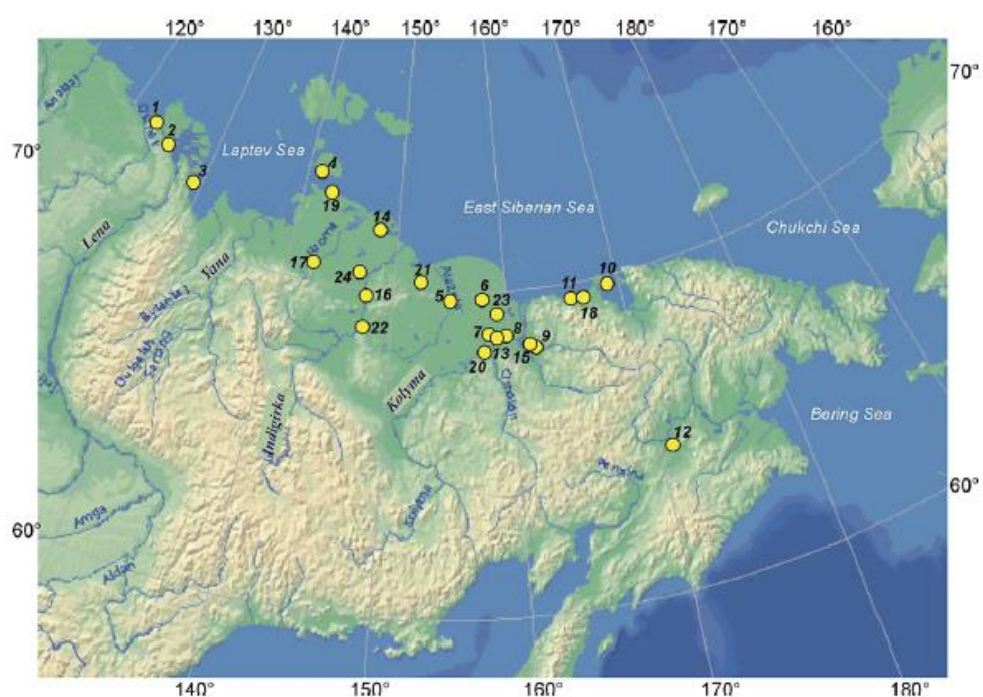


Рис. 4.2.1.1. Схема изученности Восточной Сибири палеоэнтомологическими исследованиями (Sher, Kuzmina, 2007).

По сравнению с другими регионами, видовой состав энтомофауны в северной и восточной Сибири позднего плейстоцена имеет некоторые особенности:

1. Высокое разнообразие и широкое распространение насекомых, питающихся растительностью, в особенности долгоносиков (*Curculionidae*) и листоедов (*Chrysomelidae*). Даже среди земляных жуков (*Carabidae*), которые в основном плотоядны, наиболее часто обнаруживаемый вид – растениеядный *Curtonotus alpinus* (тогда как в Европе и Американской Арктике этого периода этот вид не встречался).

2. Многие из ископаемых видов распространены в настоящее время в тундре и лесотундре, но доля этих видов в прошлом существенно ниже, нежели в современных тундровых сообществах. Распространение водных и прибрежных видов в ископаемых останках также ниже, чем в современной Арктике.

3. Наряду с тундровыми видами, большинство позднеплейстоценовых образцов включают значительное число степных, лугово-степных и иных ксерофильных видов. Особенно показательное наличие жука-пилюльщика (*Morychus viridis*), современного обитателя холодных ландшафтов со степной растительностью северо-восточной Сибири. Доля этого вида в некоторых образцах достигает до 90%.

4. Ксилофаги и другие дендрофильные виды крайне редко встречаются в образцах позднего плейстоцена региона, что позволяет надежно судить об отсутствии здесь лесных ландшафтов в этот период (Sher, Kuzmina, 2007).

В позднеплейстоценовой Европе виды насекомых, присущие зоне тундростепей, были распространены только в перигляциальной зоне к югу от покровного ледника, в то время как в Сибири, в связи с большей континентальностью климата, они были распространены гораздо шире и существовали в течение более долгого периода (Вангенгейм и Равский, 1965). Степные виды также были широко представлены в течение холодных периодов, сопровождавшихся ростом ледников, однако и в течение более теплых интерстадиалов они также сохранялись (Киселев, 1981, 1994). Существенное вымирание тундростепных сообществ жуков произошло только на границе плейстоцена и голоцена, когда сухие травянистые ландшафты практически полностью исчезли, превратившись в заболоченную тундру. Это также привело к исчезновению таких крупных травоядных животных, как мамонт и шерстистый носорог, а также к значительному сокращению популяций лошадей, бизонов, антилопы сайга и других видов. Однако, растительные сообщества тундростепей ограниченно сохранились на отдельных изолированных площадях (Yurtsev, 1981). Число степных видов насекомых также сократилось, но многие из них до сих пор сохраняются на площадях, где сохраняются степные условия. Такие площадки распространены на континентальных высокогорьях восточной Сибири и отличаются крайней континентальностью климата.

Многие термофильные виды насекомых также нашли свою нишу в таких условиях на склонах южной экспозиции (Берман и др., 2001). В то же время менее термофильные степные виды сохранились в наиболее теплых районах Арктики (Берман, 1986; Khruleva, 2004). Наличие видов – реликтов плейстоценовых тундростепей – одна из ярчайших черт современной энтомофауны северной и восточной Сибири.

В результате недавних исследований в дельте р. Лена (Sher et. al., 2005) были выделены фаунистические зоны для различных временных периодов с характерным видовым составом энтомофауны. Остановимся более подробно на зонах, хронологически соответствующих эпохе последнего ледникового максимума.

Первая из них расположена в интервале 24-15 т.л.н. и соответствует большей части морской изотопной стадии 2 (МИС 2). Здесь зафиксированы минимальные концентрации истинно ксерофильных видов (менее 5%), и низкая доля (а подчас и полное отсутствие) степных видов при доминировании видов, распространенных в арктической тундре (до 67%). В течение этого периода виды, обитающие в сухих тундрах, соперничают с истинно арктическими видами, при стабильно низкой доле ксерофильных видов и полным отсутствием таежных. Помимо того, энтомофаунистические данные демонстрируют тренд к понижению летних температур в период 19-22 т.л.н., что хорошо соотносится с глобальными минимумами температур во время последнего ледникового максимума.

Вторая из рассматриваемых фаунистических зон лежит в хронометрическом интервале 15-12,5 т.л.н., отражая время окончания МИС 2. Данные по ископаемым насекомым за этот интервал говорят о высокой доле ксерофильных видов, и в частности обитателей степей, а также о широком распространении сухих тундровых видов. Кроме того, в данный период увеличивается доля видов, характерных для лесотундры; что также согласуется с флористическими данными.

Изучение останков мамонтовой фауны. Ископаемые останки со многих континентов указывают на исчезновение многих видов крупных животных после и во время окончания последнего ледникового. Эти вымершие виды объединяются термином «мегафауна». Как правило, к мегафауне относят виды млекопитающих, вес тела взрослой особи которого превышает 44 килограмма (Martin, 1984). Эти животные были наиболее уязвимы перед изменяющимся климатом так как они были распространены разреженно на больших пространствах, количество их потомства было невелико, а его взросление занимало много лет. При резком сокращении числа особей, видам требовалось длительное время на восстановление исходной популяции. В большинстве регионов, в том числе и на

севере Сибири мегафауна была представлена в первую очередь травоядными млекопитающими, такими как шерстистый мамонт, шерстистый носорог и некоторыми другими.

Вымирание позднеплейстоценовой мегафауны было не одномоментным событием, но длительным процессом, продолжавшимся тысячелетиями. Одной из сложностей в реконструкции процесса вымирания является факт, что по одним ископаемым останкам крайне сложно понять, когда именно вид прекратил свое существование. Когда в регионе выше определенного стратиграфического горизонта не находят ископаемых останков вида, он считается вымершим, по крайней мере, в данном регионе. Однако, отсутствие доказательств существования вида не является доказательством его вымирания и очевидно, что находки более молодых останков будет означать необходимость пересмотра времени исчезновения вида. Наиболее ярким примером здесь является время вымирания шерстистого мамонта. До недавнего времени считалось, что полное вымирание мамонта имело место в конце последнего оледенения, в районе 12,8 т.л.н (Elias, 1999). Однако, датирование новых находок останков мамонта с острова Врангеля показало их возраст 4079 лет (Long et al., 1994), что означало необходимость изменить дату вымирания вида на 8700 лет.

Скелеты и кости мамонтов, замороженные в приповерхностные отложения арктической Сибири, дали большое количество радиоуглеродных дат в интервалах от менее чем 10 т.л.н. до конечных. Мамонтовая фауна была распространена в том числе и в восточных регионах Сибири, в особенности вдоль побережья моря Лаптевых, даже в течение последнего холодного интервала в 24-15 тыс. радиоуглеродных лет назад (Hubberten et al., 2004; Sher et al., 2005). Эти данные согласуются с находками костей мамонтов на архипелаге Северная Земля (Makeyev et al., 1979) и в арктических частях Урала (Astakhov et al., 2004). Останки мамонтов с Гыданского полуострова, датированные 19-16 т.л.н (Болиховский, 1987), также подтверждают обитание мамонтовой фауны в позднеплейстоценовой сибирской Арктике. Эти находки идут в разрез с идеей о Западно-Сибирской равнине как позднеплейстоценовой приледниковой пустыни (Величко и Тимирева, 2005) и дают основание считать природу и климат Западносибирской Арктики времени последнего ледникового максимума пригодными для обитания крупных травоядных животных, хотя и менее подходящими, нежели в арктических районах Восточной Сибири.

Наличие таких видов, как мамонт, лошадь, шерстистый носорог позволяет предположить господство тундростепных ландшафтов с достаточным обилием трав и

злаков, чтобы поддержать жизнь крупных травоядных животных. Также можно утверждать об отсутствии или небольшой толщине (до 30 см) снежного покрова в зимнее время года, в том числе в пик похолодания, так как только при наличии круглогодичной кормовой базы эти виды были способны поддерживать свое существование (Томирдиаро, 1980; Sher et al., 2005).

В 1998-2002 годах в рамках российско-германских экспедиций по проекту «Laptev Sea System 2000» было обнаружено и исследовано около 3000 ископаемых останков крупных млекопитающих, что позволило реконструировать расселение позднеплейстоценовой мегафауны в различных частях Восточной Сибири (Sher et. al., 2005). Были изучены кости таких видов, как шерстистый мамонт, лошадь, бизон, северный олень, а также нескольких других. К сожалению, даже на основании столь крупной коллекции находок представляется невозможным реконструировать численность популяции; более ранние попытки такого рода (Будыко, 1967) предполагали множество неподкрепленных фактическим материалом предположений. В результате традиционного радиоуглеродного и AMS датирования было получено 140 датировок, которые, вкупе с уже опубликованными датами, явились основой для реконструкции обитания и вымирания мегафауны в районе моря Лаптевых в позднем плейстоцене. Датировки, полученные в результате данного исследования, представлены на рисунке 4.2.2.1.

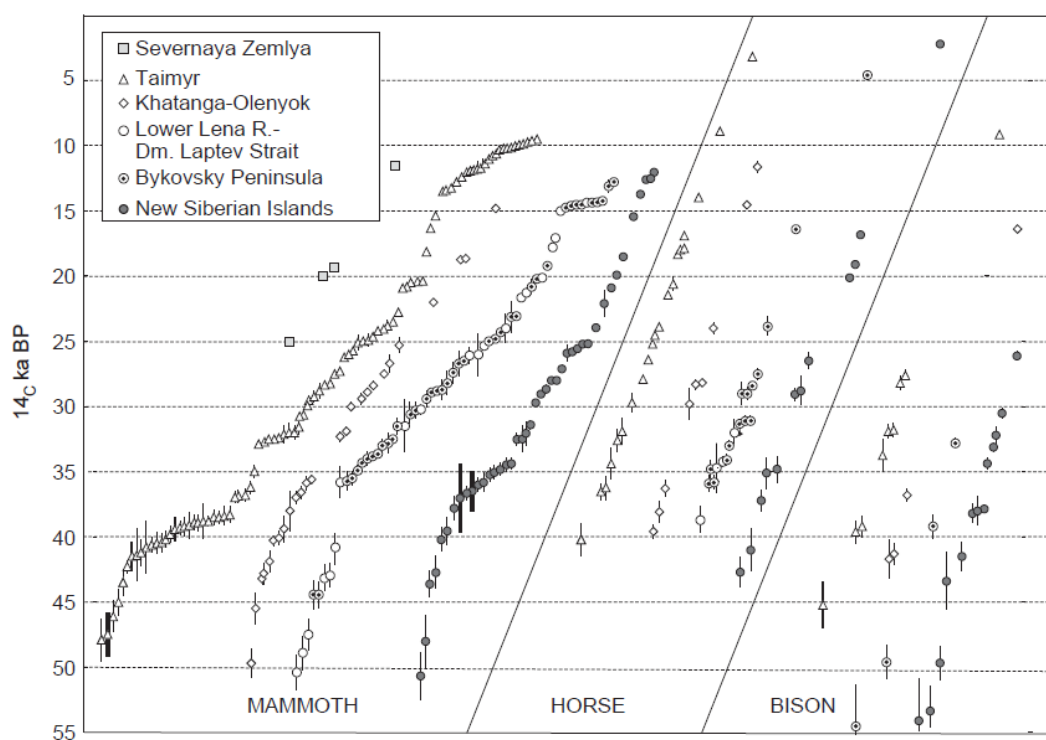


Рис. 4.2.2.1. Датировки костей мамонта, лошади, бизона по регионам в районе моря Лаптевых (Sher et. al., 2005).

Из трех представленных видов, только набор датировок останков мамонтов может считаться репрезентативным по причине наличия большей выборки. Из графика видно, что число находок мамонтов остается довольно высоким в интервале 40-25 т.л.н. Затем наблюдается постепенное убывание количества находок с минимумом в районе 17-16 т.л.н. После 15 т.л. число находок резко увеличивается и остается стабильно высоким до рубежа 12,5 т.л.н (10 т.л.н. на полуострове Таймыр).

Таким образом, можно заключить, что в начале последнего ледникового максимума число мамонтов начало уменьшаться и достигло минимума на этапе окончания последнего стадияла (17-16 т.л.н.), однако быстро восстановилось после 15 т.л.н. Следует заметить, что даже в период господства наиболее сурового климата, популяция мамонтов частично сохранялась во всем регионе, в том числе на северных островах. Позднее сартанское время было последним периодом относительно высокой концентрации мамонтовой фауны в регионе. Отсутствие дат моложе 12 т.л.н. восточнее Таймыра и их наличие на самом полуострове ясно говорит о начале экологического кризиса в регионе моря Лаптевых. Это также может обозначать полное вымирание популяции мамонтов восточнее полуострова Таймыр (Sher et. al., 2005).

Эти выводы согласуются с результатами другого исследования распространения мамонтов в северной Сибири позднеплейстоценового времени (Kuzmin and Orlova, 2004). В соответствии с ним, после рубежа 12 т.л.н. ареал распространения мамонта изменился кардинально. Площади, пригодные для обитания вида, резко сократились, и сохранились лишь в бассейне р. Индигирка, на полуострове Таймыр, архипелаге Северная Земля, а также в центральной и южной частях Западно-Сибирской равнины и на побережье Карского моря (Kuzmin and Orlova, 2004; рис. 4.2.2.2.). Наконец, в раннем и среднем голоцене (9-3,7 т.л.н.) мамонты сохранились лишь на острове Врангеля. Они были меньшего размера, нежели типичные представители вида, поэтому их часто выделяют в отдельный подвид (Аверьянов и др., 1993).

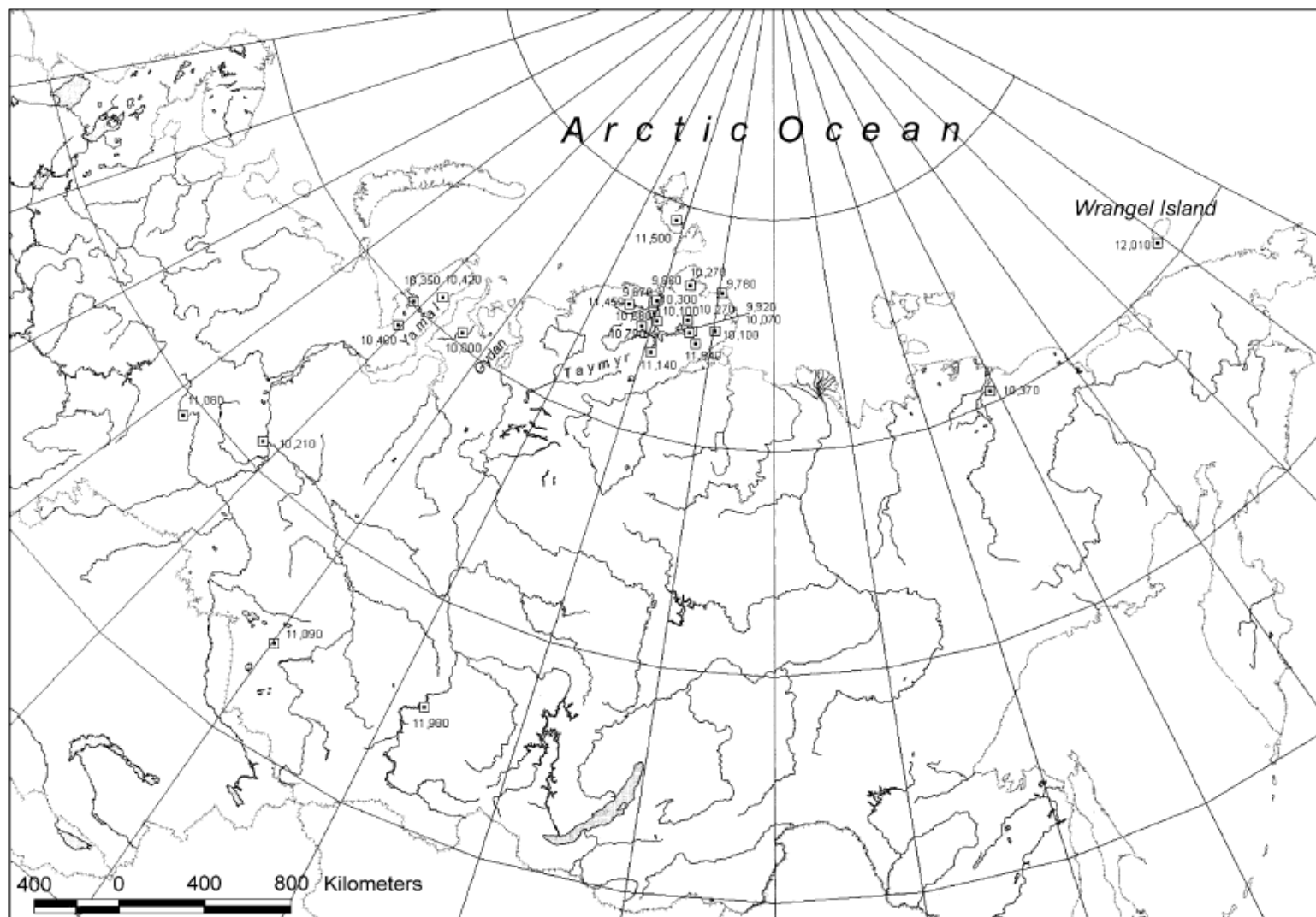


Рис. 4.2.2.2. Схема распространения находок останков мамонтов в период позднего ледникового (12-10,3 т.л.н.) и в начале голоцена (10,3-9,5 т.л.н.) с результатами их радиоуглеродного датирования (Kuzmin and Orlova, 2004).

Глава 5. Палеогеографическая обстановка в период накопления субаэральных отложений

В текущей главе приведена реконструкция условий, при которых происходило накопление отложений приповерхностного субаэрального комплекса в сибирской Арктике, хронологически она соответствует окончанию МИС 3, а также МИС 2.

5.1 Границы и хронология последнего покровного оледенения в арктической Сибири.

В настоящее время доказано, что на протяжении четвертичного периода крупные арктические пространства суши подвергались материковым оледенениям. В Евразии материковые щиты формировались на Скандинавском полуострове и разрастались преимущественно на восток через Русскую равнину и Белое море, тогда как ледники Баренцева и Карского морей надвигались на юг на территорию современной суши. Хронологические рамки и размах позднеплейстоценовых оледенений в последние десятилетия стали предметом бурных научных дискуссий, особенно в отношении границ оледенения русской Арктики в период последнего ледникового максимума (ПЛМ). По одним взглядам, большая часть северной Евразии в этот период была покрыта обширным ледниковым куполом (Grosswald, 1980, 1998), тогда как другие исследователи придерживались мнения о распространении локальных ледниковых куполов на островных территориях российской Арктики, Полярном Урале, Среднесибирском плоскогорье (Velichko et al., 1997), или лишь ограниченном заходе ледникового щита в Западную Сибирь (Grichuk, 1984). В настоящее время доказано существование крупного ледника в Северо-Западной части Баренцева моря в ПЛМ (Landvik et al., 1998), однако восточные и южные его границы все еще остаются дискуссионными. Очевидно также, что с течением времени очертания ледника существенно изменялись и в состоянии максимального размаха ледники находились относительно короткое время.

С 1993 года над вопросом возраста последнего оледенения занимались европейские исследователи в рамках программы QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North), по результатам которой были получены надежные данные о границах распространения покровных ледниковых щитов в евразийской Арктике (Svendsen et. al., 2004).

Начало формирования Баренцево-Карского ледникового купола происходило в северо-западной части шельфа Балтийского моря, с его последующим разрастанием в

южном, западном и восточном направлении (Landvik et al., 1998; Kleiber et al., 2000). Северной бровки шельфа в Балтийском море ледник достиг на рубеже 23 т.л.н (Kleiber et al. 2000), а западной – между 19 и 15 т.л.н. (Landvik et al. 1998).

Данные, полученные при многочисленных работах на северной окраине континента, где вскрываются отложения, современные ПЛМ (как правило, эоловые и озерные, сложенные легко деформируемыми песками и алевроитами), в ненарушенном залегании и при этом не перекрытые мореной (Mangerud et al., 2001) позволяют утверждать, что ледник не распространялся до этих районов в рассматриваемый период, за исключением небольших площадей в северной части полуострова Таймыр (рис. 5.1.1.; Alexanderson et al., 2002).

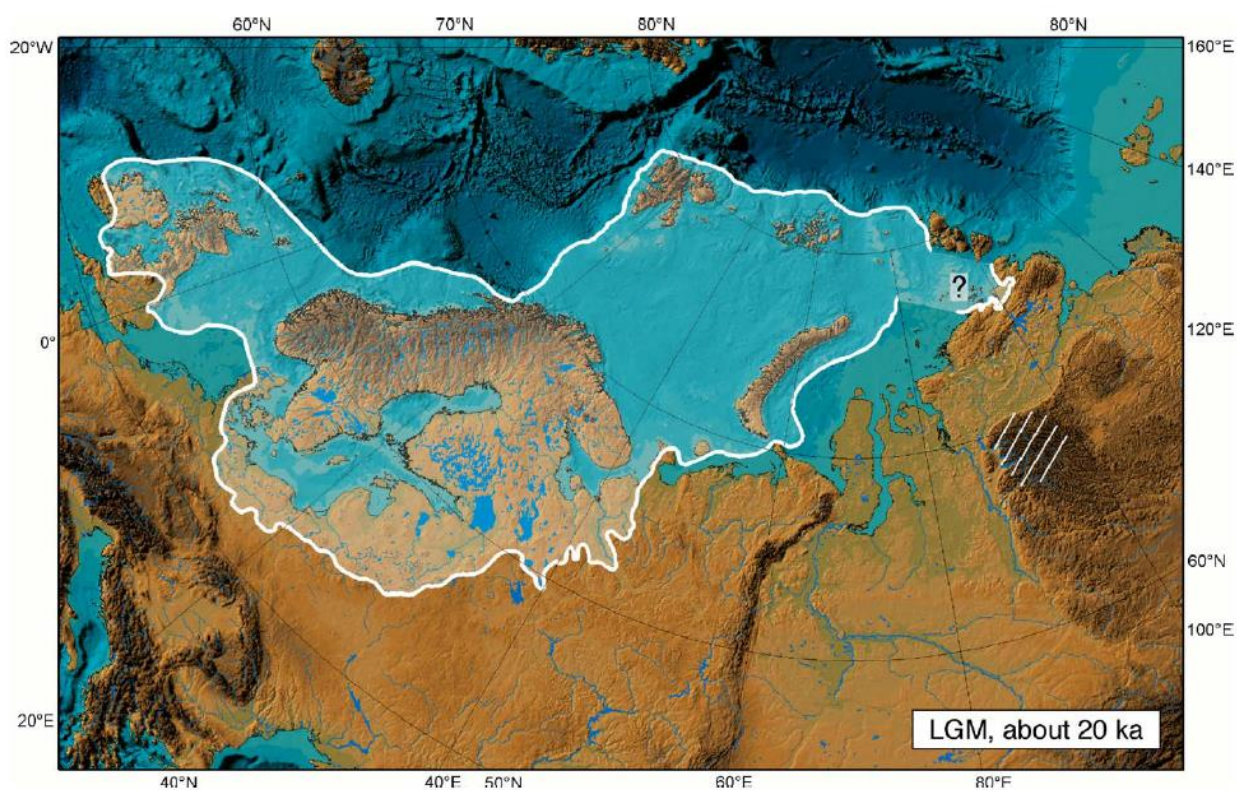


Рис. 5.1.1. Пределы распространения покровного оледенения в арктической Евразии в период последнего ледникового максимума (Svendsen et al., 2004).

На основании геологических и геофизических данных, граница максимально распространения ледника была обнаружена на современном морском дне вне пределов континента (Gataullin et al., 2001; Stein et al., 2002; Polyak et al., 2002). Предполагается, что южная граница ледника, по которой он соединился со Скандинавским щитом, проходила у северной окраины полуострова Канин. В Печорском море ледник, вероятно, покрывал остров Колгуев, достигая в этом месте крайней южной точки в пределах Балтийского шельфа (Gataullin et al., 2001). В южной части Карского моря фронт ледника располагался,

вероятно, вдоль Восточно-Новоземельского желоба (Svendsen et al., 1999; Polyak et al., 2000). Далее к северу границы ледника протягивались по мелководному шельфу у южных склонов желоба Святой Анны (Polyak et al., 2002; Stein et al., 2002). В целом, в этой зоне граница ледника установлена с большей надежностью в связи с наличием выраженных морен на морском дне, речных каньонов и следов развития многолетней мерзлоты, тогда как на северных окраинах морей дно более холмистое и в некоторых местах не несет на себе следов морен (Svendsen et al., 2004).

Данные с архипелага Северная Земля однозначно говорят о том, что ледник не заходил на эту территорию, а ледники архипелага отличались небольшим размером (Большаинов и Макеев, 1995; Raab et al., 2003). Однако, северо-восточная оконечность Таймыра, по-видимому, была затронута подвижкой ледника из зоны шельфа. Вероятно, здесь имела место кратковременная ледниковая пульсация (Alexandersson et al., 2002).

По всей видимости, Баренцево-Карский ледник начал отступать в северо-западной части на рубеже 15 т.л.н. (Landvik et al., 1998), что подтверждается изменением изотопного состава океанических вод (Landvik et al., 1998; Kleiber et al., 2000). Останки ледникового щита сохранялись в северной части Баренцева моря до наступления Раннего Дриаса, когда ледники Шпицбергена, Новой Земли и Земли Франца-Иосифа уже были изолированы. Последние останки щита исчезли в раннем голоцене и в период климатического оптимума голоцена, когда площадь существующих ледников, вероятно, была меньшей, нежели в настоящее время (Svendsen and Mangerud, 1997).

5.2. Ландшафтно-климатические особенности западносибирской Арктики в период распространения последнего материкового оледенения.

В соответствии с наиболее современными и достоверными геологическими данными из российских и зарубежных источников, ландшафты Западно-Сибирской равнины, существовавшие в период ПЛМ, могут рассматриваться только как свободные от покровных ледников и подпрудных приледниковых озер. Период последнего ледникового максимума был временем максимальной континентальности климата Западносибирской Арктики, когда береговые линии северных морей отступали на север на расстояния до 800 км относительно их нынешнего положения в связи со 120-метровым падением уровня моря. Высокая континентальность климата, вкупе с крайне низкими зимними температурами обусловили формирование в Восточной Сибири едомной свиты, широко распространенной вдоль морских побережий и вдоль рек на низменностях Арктики и по сей день (рис. 2.5.1.).

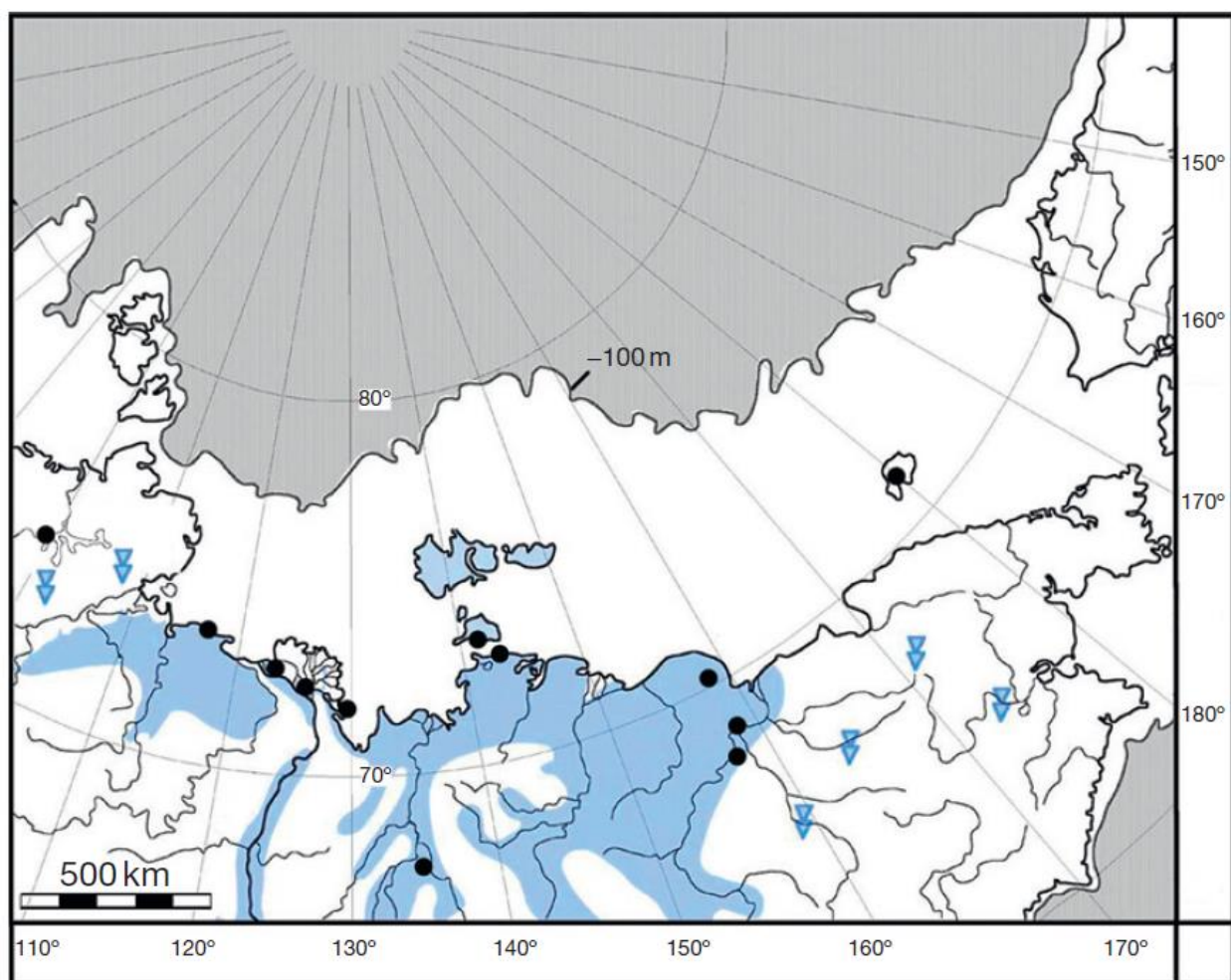


Рисунок 5.2.1. Регрессия океана в период последнего ледникового максимума и современное распространение едомной свиты в арктической Азии (синяя заливка) (по материалам Kienast, 2013).

Климат арктической части Западной Сибири времени последнего ледникового максимума характеризовался гораздо более засушливыми и холодными условиями, нежели современные (Kuzmin and Orlova, 2004). В Центральной части равнины климатические условия были относительно мягкими, но при этом отличными от межледниковых. На такой климат указывают находки палеопочв в южных районах и наличие тонких пластов мшистых торфов в регионе. В районе среднего течения Енисея спорово-пыльцевые спектры из отложений, датированных 30-24 т.л.н. указывают на доминирование сосны и лиственницы. Вкупе с широким распространением ксерофитных трав это указывает на более континентальный климат, нежели современный (Hubberten et al., 2004). В центральной и южной частях Западной Сибири накопление эоловых отложений началось еще на начальных стадиях разрастания покровных ледников ПЛМ (Волков, 1971). В арктической ее части в это время происходило эпизодическое накопление лессовидных алевроитов преимущественно эолового генезиса, сходных с

восточносибирской едомной свитой (Болиховский, 1987). В период ПЛМ во всей западносибирской Арктике господствовали крайне низкие зимние температуры, что подтверждается наличием морозобойных трещин южнее 52° с.ш. О высокой континентальности климата также говорит слой реликтовой многолетней мерзлоты, сохранившейся под 100-150 метрами оттаявших пород. Этот слой протягивается до 59 параллели, что на 800 км южнее современной границы мерзлоты (Баулин и др., 1981). В арктических регионах в толщах вечной мерзлоты встречаются блоки реликтового ископаемого льда, оставшегося от более ранних ледниковых эпох (Astakhov and Isayeva, 1988).

Пространственное распространение эоловых отложений отражает господствующие направления ветров: северные и западные в центральных и северных частях равнины (Astakhov, 1992). Наличие отложений лессовидных алевроитов и песчаных дюн ниже современного уровня моря вблизи крупных сибирских рек предполагает низкую активность флювиальных процессов (Astakhov, 1989). В соответствии со спорово-пыльцевыми данными, крайне отрывочными в этом регионе, среднегодовые температуры в эпоху ПЛМ были ниже современных на 8-10°C. Увеличение влажности климата началось на рубеже 15-14 т.л.н., когда вновь началась активная аккумуляция флювиальных отложений (Архипов и др, 1980).

Изучение спорово-пыльцевых спектров из 20-метровой толщи алевроитов, обнаженной на р. Сеяха, из которых были получены 15 радиоуглеродных дат с 37 до 17 т.л.н. на востоке полуострова Ямал (Vasilchuk and Vasilchuk, 1998; Vasilchuk et al., 2000) предполагают наличие гумидного эпизода в интервале 22-21 т.л.н., что согласуется с данными, полученными из другого обнажения (Васильчук, 1992). В толще наблюдаются два горизонта роста сингенетических ледяных жил, растущих по мере накопления отложений. Радиоуглеродное датирование останков растений из льда позволило установить их возраст, синхронный последнему ледниковому максимуму. По содержанию во льду изотопа δO^{18} зимние температуры в период образования жил были интерпретированы как на 6-9°C более холодные, чем современные. Кислородно-изотопный состав в ледяных жилах на Гыданском полуострове, датированных 14-11 т.л.н. предполагает уже более мягкие зимы, в среднем на 3-5°C прохладнее современных (Васильчук, 1992). Сходные результаты были получены при изучении секции Марресале на западе полуострова Ямал (Forman et al., 1999), показавшей доминирование холодных зим с рубежа 40 т.л.н.

Растительный покров арктической части Западной Сибири времени ПЛМ вероятно, был разреженным с преобладанием тундростепной растительности, в целом аналогичной растительности восточной Сибири (см. раздел 4.1.). В связи с активной аккумуляцией песчаных и алевритистых отложений, в некоторых районах, вероятно, формировались ландшафты холодных пустынь, когда из-за высокой скорости накопления отложений на них не успевала сформироваться устойчивая растительность. Основными представителями фауны, по всей видимости, были насекомые, а также крупные травоядные животные мамонтового комплекса. Однако низкая частота находок мамонтовой фауны сравнительно с Восточной Сибирью в период максимального развития последнего ледникового предполагает недостаточную кормовую базу для поддержания жизни большого числа особей. Большее количество находок на севере Западной Сибири и полуострове Таймыр и их меньшее количество в более восточных районах (Kuzmin and Orlova, 2004) в интервале 12-10 т.л.н. предполагают смягчение климата Западной Сибири и широкое распространение растительности, пригодной для питания крупных травоядных. С отметки 11-10 т.л.н. начинается постепенное заболачивание западносибирских низменностей (Величко, 2007), приведшее к коренному изменению ландшафтов и повлекшее вымирание мамонтовой фауны в регионе.

Таким образом, западносибирская Арктика во время развития и деградации последнего оледенения прошла через следующие основные климатические этапы:

- 30-24 т.л.н. – относительно теплый интерстадиальный климат континентального типа
- 24-20 т.л.н. – постепенное похолодание с широким развитием вечной мерзлоты и слабогумидным климатом
- 20-15 т.л.н. – переход к крайне холодному и засушливому климату
- 15-11 т.л.н. – увеличение поступления влаги в позднее ледниковье при сохраняющемся господстве многолетней мерзлоты

Заключение

Генетическая интерпретация лессовидного комплекса в западносибирской Арктике до недавнего времени являлась предметом активных дискуссий, однако и сейчас не все исследователи убеждены в его эоловом происхождении, что выражается в различном понимании климата предыдущих эпох.

В работе были описаны представительные разрезы четвертичных отложений, в которых выделяется лессовидный покровный комплекс. Автор работы принимал непосредственное участие в проведении полевых исследований на трех из четырех описанных обнажений, их описании и опробовании. В результате изучения разрезов по структурно-текстурным признакам было установлено эоловое происхождение исследуемых толщ. Для верификации их эолового генезиса был применен метод морфоскопии кварцевых зерен, по итогам которого удалось интерпретировать исследуемые отложения как имеющие эоловое происхождение, однако степень воздействия эолового процесса на форму и поверхность зерен варьировалась в различных разрезах. Был проведен сравнительный анализ зерен, прошедших эоловую обработку, а также зерен из водно-осадочных толщ, в результате которого выявлено их принципиальное отличие.

Анализ современных отечественных и зарубежных исследований позволил реконструировать ландшафтно-климатические условия, присущие арктической части Западной Сибири в эпоху последнего ледникового максимума, когда имело место активное накопление песчано-алевритистых толщ преимущественно субэразального генезиса.

Список использованной литературы

- Аверьянов А.О., Вартанян С.Л., Гарут В.Е. Мелкий мамонт, *Mammuthus primigenius vrangeliensis* с острова Врангеля (Северо-Восточная Сибирь). Исследования по плейстоценовым и современным млекопитающим. Зоологический институт РАН, 1993, стр. 184-199.
- Алексеева В.А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий формирования ледникового рельефа (на примере бассейна р. Протвы в среднем ее течении). Дисс. На соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. М. 2004.
- Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 279 с.
- Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Волкова В.С., Панычев В.А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Проект: Четвертичные оледенения Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1980, 109 стр.
- Бейзель А.Л. Гляциодислокации в верхнемеловых отложениях бассейна р. Пясины // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 73-78.
- Баулин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Ю. История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М.: Наука, 1981.
- Берман, Д. И. (1986). Популяция в тундростепных сообществах на острове Врангеля Фауна беспозвоночных. Стр. 146–160.
- Берман Д. И., Алфимов А. В., Мажитова Г. Г., Гришкан, И. Б., Юрцев, Б. А. (2001). Холодная степь в северо-восточной Азии. – Владивосток, Дальнаука, стр. 183.
- Болиховский В.Ф., 1987. Едомные отложения в Западной Сибири. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, стр. 128-136.
- Большаинов Д.Ю., Макеев В.М., Архипелаг Северная Земля - оледенение, история развития природной среды. Л.: Гидрометеиздат. 1995. 217 с.
- Будыко, М.И., 1967. О причинах исчезновения некоторых видов в конце плейстоцена. Известия Академии Наук СССР серия географическая 2, 28–36.
- Вангенгейм Е.А., Равский Е.И. (1965). Об интраконтинентальном типе природной зональности Евразии в четвертичном периоде (антропогене) // Проблемы стратиграфии кайнозоя, стр. 128. М.: Недра.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций) / Ю.К. Васильчук. М., РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Величко А.А., Тимирева С.Н. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лессов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы) / Отв. Ред. И.И. Спасенская, М.: ИГ РАН, 2002. С. 170-185.
- Вдовин В.В. Становление эпигерцинской плиты и развитие ее поверхности в мезозойскую и в начале кайнозойской эры как предыстория формирования ее современного рельефа // Западно-Сибирская равнина / Отв. ред. В.А. Николаев. М.: Наука, 1970. С. 10-44.

Величко А.А., Тимирева С.Н. Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня. Природа №5. 2005, с. 54-62,

Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2007. № 4. С. 16-28.

Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. 2009. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии. № 4 (40). С. 35-50.

Волков И.А. (1971). Позднеплейстоценовая субэдральная формация. М.: Наука, 253 стр.

Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на приморских низменностях Севера Якутии // Почвоведение. 1994, № 8. С. 5-14.

Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности. Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 48–56

Киселев, С. В. (1981). Позднекайнозойские Жесткокрылые северо-восточной Сибири. Наука, Москва.

Киселев С. В. (1994). Природная среда Северной Евразии в плейстоцене и голоцене (по результатам исследований жесткокрылых насекомых). Диссертация на соискание ученой степени доктора геологических наук. Москва, МГУ.

Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск Наука 1981г. 197 с.

Кузьмина С.А., 2002. Четвертичные насекомые прибрежных низменностей полуострова Юкатан. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Институт Палеонтологии, Москва.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений / Тр. Геологического ин-та АН СССР, М., 1963, вып. 87. 266 с.

Матлахова Е.Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины // Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. 2014, МГУ. 167 с.

Мячкова Н.А. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1983. 191 с.

Николаев, В.А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины //Западно-Сибирская равнина. – М.: Наука, 1970.

Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., 1967

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). Пер. с англ. М.: Недра, 1981, 439 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ./Пер.А. А. Никонова, К. И. Никоновой. —М.: Недра, 1989. — 294 с.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.

Томирдиаро С.В., 1980. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене. Наука, Москва.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников. // Советская геология. 1946. №10. С. 98-99

Чичагов В.П. К методике изучения поверхности песчаных Зерен и ее значение для определения генезиса четвертичных отложений // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР. 1961.

Юрцев Б.А. Реликтовые степные сообщества северной Азии // Проблемы реконструкции криогенных ландшафтов Берингии. Наука, Новосибирск.

Alexanderson, H., Adrielsson, L., Hjort, C., Mo`ller, P., Antonov, O., Eriksson, S., Pavlov, M., 2002. Depositional history of the North Taymyr ice-marginal zone, Siberia—a landsystem approach. *Journal of Quaternary Science* 17 (4), 361–382.

Andreev, A.A., Siegert, C., Klimanov, V.A., Derevyagin, A.Yu., Shilova, G.N., Melles, M., 2002. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate changes in the Taymyr lowland, Northern Siberia reconstructed from pollen records. *Quaternary Research* 57, 138-150.

Andreev Andrei A., Schirrmeister Lutz, Tarasov Pavel E., Andrey Ganopolskic, Brovkind Viktor, Siegert Christine, Wetterich Sebastian, Hubberten Hans-Wolfgang // Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records. *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, 2011, Pages 2182-2199.

Astakhov, V.I., Isayeva, L.L., 1988. The 'Ice Hill': an example of retarded deglaciation in Siberia. *Quaternary Science Reviews* 7, 29–40.

Astakhov, V.I., 1992. The last glaciation in West Siberia. *Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. Ca 81*, Uppsala, pp. 21–30.

Astakhov, V.I., Arslanov, Kh.A., Nazarov, D.V., 2004. The age of mammoth fauna on the Lower Ob. *Dokl. Earth Sci.* 396 (4), 538-542. Translated from *Doklady Akademii Nauk* 396 (4), pp. 253e257.

Astakhov V. The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland // *Quaternary Science Reviews*, Vol. 92, 15 May 2014, Pages 388-408

Bagnold, R. A. 1937. The size-grading of sand by wind. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 163, 250–264.

Bagnold, R.A. 1941: The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen. Page 155.

Bagnold R. A. (1954): The physics of blown sand and desert dunes, 265 p. London: Methuen.

Birks H H. Plant macrofossil: introduction. *Encyclopedia of Quaternary Science* 2007, pp. 2266-2288.

Black, R. F. (1974). Ice-wedge polygons of northern Alaska. In *Glacial Geomorphology* (D. R. Coates, Ed.), pp. 247–275. State University of New York, Binghamton

Brugmans, F. (1983). Wind ripples in an active drift sand area in the Netherlands: a preliminary report *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 527-534.

Crombé P., Robinson E., Van Strydonck M. Synchronizing a late glacial abrupt cooling event with paleoenvironmental and population changes: case study of the moervaart paleolake area (NW Belgium). *Radiocarbon*, Vol 56, Nr 2, 2014, p 899–912.

Davis, M. B. (2000). Palynology after Y2K – Understanding the source area of pollen in sediments. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 28, 1–18.

Dijkmans JWA (1990) Niveo-aeolian sedimentation and resulting sedimentary structures; Søndre Strømfjord area, Western Greenland. *Permafrost Periglacial Process* 1:83–96

Doornkamp J.C., Krinsley D.H. Chronicles in grains of sand // *Geographical magazine*. 1973. P. 633–635.

Dostovalov, B. N., and Popov, A. I. (1966). Polygonal systems of ice-wedges and conditions of their development. In *Permafrost International Conference, Proceedings*, Lafayette, Indiana, 11–15 November 1963, pp. 102–105. National Academy of Sciences – National Research Council publication 1287, Washington D.C.

Forman, S.L., Ingolfsson, O., Gataullin, V., Manley, W., Lokrantz, H., 2002. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. *Quaternary Research* 57, 355–370.

Forman, S.L., Ingolfsson, O., Gataullin, V., Manley, W.F., Lokrantz, H., 1999. Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: new constraints on the configuration of the Eurasian Ice Sheet. *Geology* 27, 807–810.

Gataullin, V., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2001. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea. *Global and Planetary Change* 31, 453–474.

Greeley, R., J. Iversen, R. Leach, J. Marshall, B. White, and S. Williams, Windblown sand on Venus: Preliminary results of laboratory simulations, *Icarus*, 57, 112–124, 1984.

Grichuk, V.P., 1984. Late Pleistocene vegetation history. In: Velichko, A.A. (Ed.), *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 155–178.

Grosswald, M.G., 1980. Late Weichselian ice sheet of northern Eurasia. *Quaternary Research* 13 (1), 1–32.

Grosswald, M.G., 1998. Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. *Quaternary International* 45/46, 3–18.

Goldsmith, V. (1973) Internal geometry and origin of vegetated coastal dunes. *J. Sediment. Petrol.*, 43, 1128–1143.

Elias SA (1999) Quaternary paleobiology update: Debate continues over the cause of Pleistocene megafauna extinction. *Quaternary Times* 29: 11.

Ellwood, J. M., P. D. Evans, and I. G. Wilson (1975), Small scale Aeolian bedforms, *J. Sediment. Petrol.*, 45, 554–561.

Hobbs, W.H., 1943. The glacial anticyclone and the continental glaciers of North America. *Proceedings of the American Philosophical Society* 86, 368–402.

Howard, A.D., 1977. Effect of slope on the threshold of motion and its application to orientation of wind ripples. *GSA Bulletin* 88, 853–856.

Hunter, R. W., 1973, Pseudo-cross lamination formed by climbing adhesion ripples: *Jour. Sed. Petrology*, v. 43, p. 1125–1127

- Hunter, R. E. (1977), Basic types of stratification in small eolian dunes, *Sedimentology*, 24, 361–387.
- Hubberten, H.W., Andreev, A., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M., Kuzmina, S., Larsen, E., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Möller, P., Saarnisto, M., Schirrmeister, L., Sher, A.V., Siegert, C., Siegert, M.J., Svendsen, J.I., 2004. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 23 (11-13), 1333-1357.
- Illenberger, W. K. 1988. The dunes of the Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa. *S. Afr. J. Geol.* 91, 381–390.
- Kenig Krystyna. Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries. *Quaternary international* 152-153, 2006, pp. 118-135
- Khruleva, O. A. (2004). Tundra-steppe leaf beetle *Chrysolina brunnicornis vrangeliani* (Coleoptera, Chrysomelidae): distribution, life history and habitats. In *New developments in the biology of Chrysomelidae* (P. P.Jolivet, J. A. JSantiago-Blay and M. Schmitt, Eds.), pp. 541–550. SPB Academic Publishing bv, The Hague.
- Kleiber, H.-P., Knies, J., Niessen, F., 2000. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Through, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing. *Marine Geology* 168, 25–44.
- Kienast, F., Siegert, C., Dereviagin, A., Mai, D.H., 2001. Climatic implications of late Quaternary plant macrofossil assemblages from the Taymyr Peninsula, Siberia. *Global and Planetary Change* 31, 265-281.
- Kienast, F., 2002. Die Rekonstruktion der spä'tquarta'ren Vegetationsund Klimageschichte der Laptewsee-Region auf der Basis botanischer GroXrestuntersuchungen. Ph.D. Dissertation, Potsdam University, 116pp.
- Kienast, F., Schirrmeister, L., Siegert, C., Tarasov, P., 2005. Palaeobotanical evidence for warm summers in the East Siberian Arctic during the last cold stage. *Quaternary Research* 63, 283-300.
- Kienast F. (2013). Plant macrofossil records | Arctic Eurasia. *Encyclopedia of Quaternary Science* (Second Edition), 2013, pp. 733-745.
- Kocurek G., Fielder G. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research* 52 (4), 1982.
- Konopinski D.I., Hudziak S., Morgan R.M., Bull P.A., Kenyon A.J. Investigation of quartz grain surface textures by atomic force microscopy for forensic analysis. // *Forensic Science International* . 2012, pp. 245-255
- Krinsley D.H., Biscaye P.E., Turekian K.K. Argentine basin sediments sources as indicated by quartz surface textures // *J. of Sedimentary Research*. 1973. V. 43. No 1.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge, Cambridge University Press. 1973.
- Kuzmin Y. V., Orlova L. A. Radiocarbon chronology and environment of woolly mammoth (*Mammuthus primigenius* Blum.) in northern Asia: results and perspectives. *Earth-Science Reviews*, Volume 68, Issues 1–2, 2004, Pages 133-169.

Lachenbruch, A. H. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geological Survey of America, Special Paper 70, Baltimore, Maryland.

Lachenbruch, A. H. (1966). Contraction theory of ice-wedge polygons: a qualitative discussion. In Permafrost International Conference, Proceedings, Lafayette, Indiana, 11–15 November 1963, pp. 63–71. National Academy of Sciences – National Research Council publication 1287, Washington D.C.

Landvik, J.Y., Bondevik, S., Elverh[^]i, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J., Salvigsen, O., Siegert, M.J., Svendsen, J.I., Vorren, T.O., 1998. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea Area: ice sheet extent and configuration. *Quaternary Science Reviews* 17, 43–75.

Lettau, K., & Lettau, H. 1978. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In H. H. Lettau & K. Lettau (Eds.), *Exploring the world's driest climate* (pp. 110–147). Madison: Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin.

Long A, Sher A, and Vartanyan S (1994) Holocene mammoth dates. *Nature* 369: 364.

Mackay, J. R. (1974). Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11, 1366–1383.

Mackay, J. R. (1975). The closing of ice-wedge cracks in permafrost, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1668–1674.

Mackay, J. R. (1990). Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 15–29.

Mackay, J. R. (1992). The frequency of ice-wedge cracking (1967–1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 236–248.

Mackay, J. R. (1993). Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 1720–1729.

Mackay, J. R. (1995). Ice wedges on hillslopes and landform evolution in the late Quaternary, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1093–1105.

Mackay, J. R. (2000). Thermally induced movements in ice-wedge polygons, western arctic coast: a long-term study. *Geographie Physique et Quaternaire* 54, 41–68.

Mackay, J. R., and Burn, C. R. (2002). The first 20 years (1978–1979 to 1998–1999) of ice-wedge growth at the Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 95–111.

Mangerud, J., Astakhov, V.I., Murray, A., Svendsen, J.I., 2001. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. *Global and Planetary Change* 31, 321–336.

Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.-P., Möller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.I., 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1313e1332.

Martin PS (1984) Prehistoric overkill: The global model. In: Martin PS and Klein RG (eds.) *Quaternary Extinctions*, pp. 354–403. Tucson: University of Arizona Press.

Mason J A, Jacobs P M. Paleosols and wind-blown sediments – Nature of Paleosols. . *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, pp. 2085-2095.

McKee ED. 1979. A study of Global Sand Seas. USGS Professional Paper 1052: 1–17.

- McKee, Edwin. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In *A Study of Global Sand Seas*, E. McKee, ed., pp. 1- 20. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052.
- Muhs D R. Paleosols and wind-blown sediments – Overview. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, pp. 2075-2085.
- Murton, J.B., Worsley, P., and Gozdzik, J. (2000). Sand veins and wedges in cold Aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19, 899-922.
- Murton J. Ice Wedges and Ice Wedge Casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, Pages 2153-2170.
- Pewe T.L. (1966). Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Peryglacialny* 15, 65-73.
- Pitulko, V.V., Nikolsky, P.A., Girya, E.Y., Basilyan, A.E., Tumskey, V.E., Koulakov, S.A., Astakhov, S.N., Pavlova, E.Y., Anisimov, M.A., 2004. The Yana RHS site: humans in the Arctic before the last glacial maximum. *Science* 303, 52-56.
- Pohl, F. (1937). Die Pollenerzeugung der Windblütler. *Beihefte zum Botanischen Centralblatt* 56, 365–470.
- Polyak, L., Gataullin, V., Gainanov, V., Gladyshev, V., Goremykin, Yu., 2002. Kara Sea expedition yields insight into extent of LGM ice sheet. *EOS* 83, 525–529.
- Prentice, I. C. (1988). Records of vegetation in time and space: The principles of pollen analysis. In *Vegetation History* (B. Huntley and T. Webb, III, Eds.), pp. 17–42. Kluwer, Dordrecht.
- Pye, K. and Tsoar, H. 1990: Aeolian sand and sand dunes. London: Unwin Hyman.
- Raab, A., Melles, M., Berger, G.W., Hagedorn, B., Hubberten, H.-W., 2003. Non-glacial paleoenvironment and limiting extent of Weichselian (MIS 2-5d) ice sheets on Severnaya Zemlya (Russian High Arctic). *Quaternary Science Reviews* 22, 2267–2283.
- Romanovskij, N. N. (1973) Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biuletyn Peryglacialny* 23, 237-277.
- Romanovskij, N. N. (1985). Distribution of recently active ice and soil wedges in the U.S.S.R. In *Field and Theory: Lectures in Geocryology* (M. Church and O. Slaymaker, Eds.), pp. 154–165. University of British Columbia Press, Vancouver.
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1987. Bedform alignment in directionally varying flow. *Science* 237, 276–278.
- Ruegg, G. H. J. 1983: Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the late Pleistocene of NW Europe, a facies unrecorded in modern sedimentological handbooks. In Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S. (eds.): *Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology* 38, 455–482 Elsevier, Amsterdam.
- Russell R.D., Taylor R.E. Roundness and shape of Mississippi River sands // *J. Geol.* 1937. V. 45. P. 225–267.
- Schirmer, L., Oezen, D., Geyh, M.A., 2002. ²³⁰Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (North Siberia). *Quaternary Research* 57, 253-258
- Schirmer, L., Grosse, G., Kunitsky, V., Magens, D., Meyer, H., Dereviagin, A., Kuznetsova, T., Andreev, A., Babiy, O., Kienast, F., Grigoriev, M., Overduin, P.P., Preusser, F., 2008. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the

last 60 000 years (western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk). *Polar Research* 272, 249-272.

Schirrmeister, L., Kunitsky, V., Grosse, G., Wetterich, S., Meyer, H., Schwamborn, G., Babi, O., Derevyagin, A., Siegert, C., 2011. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands: a review. *Quat. Int.* 241, 3-25.

Schwan, J. 1988: *Sedimentology of Coversands in Northwestern Europe: a Study on Weichselian to Early Holocene Aeolian Sand Sheets in England, The Netherlands and the Federal Republic of Germany.* 137 pp. Ph.D. thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam

Schwan, J., 1988. The structure and genesis of Weichselian to early Holocene Aeolian sand sheets in Western Europe. *Sedimentary Geology* 55, 197–232.

Seppä H. Pollen analysis: principles. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, Pages 2486-2497.

Sharp, R.P (1963) Wind ripples. *J. Geology*, 71, 617-636.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews*, Volume 24, Issues 5–6, March 2005, Pages 533-569

Sher A., Kuzmina S. Beetle records | Late Pleistocene of Northern Asia. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007, Pages 246-267

Sher, A.V., Kuzmina, S.A., Kuznetsova, T.V., Sulerzhitsky, L.D., 2005. New insights into the Weichselian environment and climate of the Eastern-Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews* 24, 533-569.

Stein, R., Niessen, F., Dittmers, K., Levitan, M., Schoster, F., Simstich, J., Steinke, T., Stepanets, O.V., 2002. Siberian river runoff and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: preliminary results. *Polar Research* 21, 315–322.

Simons, D.B., Richardson, E.V. and Nordin, C.F. (1965) Bedload equation for ripples and dunes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 462-H, 1–9.

Sitzia L., Bertran P., Bahain J., Bateman M., Hernandez M., Garon H., Lafontaine G., Mercier N., Leroyer C., Queffelec A., Voinchet P. The Quaternary coversands of southwest France. *Quaternary Science Reviews*, Volume 124, 15 September 2015, Pages 84-105

Svendsen, J.I., Astakhov, V.I., Bolshiyakov, D.Yu., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H.W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Möller, P., Saarnisto, M., Siegert, M.J., 1999. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas* 28, 234–242.

Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Mantioukhov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Stein, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* 23, 1229-1271.

Tsoar, H. 1985. Profile analysis of sand dunes and their steady state significance. *Geogr. Ann.* 67A, 47–59.

Tsoar, H. 1990. Grain-size characteristics of wind ripples on a desert seif dune. *Geography Research Forum* 10: 37–50.

Twenhofel, W. H., 1950. *Principles of Sedimentation*, 2nd ed. McGraw-Hill, New York, N.Y., 673 pp.

Vasilchuk, Yu.K., Vasilchuk, A.C., 1998. ^{14}C and ^{18}O in Siberian syngenetic ice-wedge complexes. *Radiocarbon* 40, 883–893.

Vasilchuk, Yu.K., van der Plicht, J., Jungner, H., Sonninen, E., Vasilchuk, A.K., 2000b. First direct dating of Late Pleistocene ice wedges by AMS. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 237–242.

Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // *GeoJournal*, 1995. V. 36. < 2/3. P. 143–149.

Velichko, A.A., Kononov, Y.M., Faustova, M.A., 1997. The Last Glaciation on Earth: size and volume of ice-sheets. *Quaternary International* 41/42, 43–51.

Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*, 2014. P. 93-104

Walker, J.D., 1981. An experimental study of wind ripples. M.S. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, 145

Watts, W. A., and Winter, T. C. (1966). Plant macrofossils from Kirchner Marsh, Minnesota – a paleoecological study. *Geological Society of America Bulletin* 77, 1339–1360.

Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms – their development and origins. *Sedimentology* 19, 173–210.

Yershov, E. D. (1998). *General Geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge.

Yurtsev B. A. Jr. (1982) Relics of the xerophyte vegetation of Beringia in Northeastern Asia. In: Hopkins DM, Matthews JV, Schweger CE, and Young SB (eds.) *Paleoecology of Beringia*, pp. 157–177. New York: Academic Press.

Yurtsev B.A. (2001) The Pleistocene ‘Tundra-Steppe’ and the productivity paradox: The landscape approach. *Quaternary Science Reviews* 20(1–3): 165–174.

Интернет-ресурсы

Exploration and production geology website, 2014

http://www.epgeology.com/gallery/image_page.php?album_id=2&image_id=10